

Univerzita Karlova
Přírodovědecká fakulta
katedra fyzické geografie a geoekologie

Studijní program: Geografie
Studijní obor: Fyzická geografie a geoekologie



Bc. Ivana Žížalová

**POLOHOVÉ A MORFOMETRICKÉ CHARAKTERISTIKY
POLYGONŮ MRAZOVÝCH KLÍNŮ NA MARSU**
SPATIAL AND MORPHOMETRIC FRATURES OF THERMAL
CONTRACTION CRACK POLYGONS ON MARS

Diplomová práce

Vedoucí diplomové práce: RNDr. Marek Křížek, Ph.D.

Praha 2019

Zadání diplomové práce

Téma práce

Polohové a morfometrické charakteristiky polygonů mrazových klínů na Marsu

Cíle práce

Cílem práce je charakterizovat rozmístění a morfometrické charakteristiky mrazových klínů na Marsu a na základě analogie s pozemskými ekvivalenty těchto tvarů tyto charakteristiky interpretovat jako geoindikátory prostředí.

Zájmové území

Mars

Datové zdroje

distančního data (DMR, družicové snímky) NASA a ESA, odborná literatura

Použité pracovní metody a postup

1. krok: přípravná fáze
 - a) utřídit soubor existujících dat (DMR a družicové snímky) vhodných k řešení DP;
 - b) rešerše literatury týkající se využití morfologie polygonů mrazových klínů (pozemských i mimozemských) k analýze permafrostu a dalších environmentálních charakteristik;
 - c) rešerše literatury týkající se mrazových klínů na Marsu, zejména jejich polohy, morfologie a interpretací ve vztahu k okolnímu prostředí.
2. krok: na základě distančních dat a podkladů z literatury charakterizovat rozmístění mrazových klínů na planetě Mars (stanovit areály (tj. vytvořit mapu/databázi), kde se nacházejí a tyto areály charakterizovat)
3. krok: na základě distančních dat a podkladů z literatury charakterizovat morfologii polygonů mrazových klínů na Marsu (vybrat vhodné a reprezentativní lokality tak, aby vystihly jejich variabilitu rozložení na Marsu)
4. krok: interpretovat morfologii polygonů mrazových klínů pro popis jejich vnitřní stavby (hloubka), pro charakteristiku permafrostu a pro charakteristiku prostředí a jeho vývoje (pro Mars jako celek i pro různé oblasti, např. marsové pásy).

Datum zadání: 20. 12. 2017

Bc. Ivana Žížalová

RNDr. Marek Křížek, Ph.D.

Podpis studenta

Podpis vedoucího práce

Prohlašuji, že jsem tuto diplomovou práci vytvořila samostatně a že jsem veškeré použité prameny řádně citovala. Tato práce ani její podstatná část nebyla použita k získání jiného nebo stejného akademického titulu.

V Praze, dne 31. 07. 2019

.....

Bc. Ivana Žížalová

Velké díky patří RNDr. Marku Křížkovi, Ph.D. za vedení práce, cenné rady, připomínky a velmi vřelý a pozitivní přístup. Dále bych ráda poděkovala rodičům, Pavlovi a Jitce Žížalovým, za obrovskou podporu, trpělivost a lásku, kterou mě celý život zahrnují. V neposlední řadě patří obrovské poděkování mému příteli Ondřejovi, mé rodině a přátelům za jejich nebeskou trpělivost, lásku a pomoc.

Abstrakt

Diplomová práce se zabývá šířkovou zonací polygonů mrazových klínů na povrchu planety Mars. Je analyzovaná jejich morfologie a její změny v závislosti na marsovské šířce. Pro polohovou a morfologickou analýzu bylo využito vybraných 64 snímků z databáze polychromatické kamery HiRISE (Mars Reconnaissance Orbiter), které poměrovým způsobem pokrývají šířkové pásy Marsu. Snímky byly vizuálně analyzovány pomocí programu HiView. V prostředí ArcMap bylo dále vektorizováno celkem 258 areálů (o celkové ploše 1184 km²) s vyvinutými polygony mrazových klínů, z nichž bylo celkem 1036 polygonů mrazových klínů vektorizováno. Polygony mrazových klínů byly nalezeny ve všech sledovaných pásích, což dokazuje všudypřítomnost výskytu permafrostu. Ukázalo se, že nejvíce mrazových klínů je vyvinutých v pásích $\pm 60^\circ$ a 45° . V těchto pásích se vyskytují i největší polygony a zároveň i pravděpodobně nejhlubší polygony mrazových klínů (jejich průměrná délka se pohybuje v rozmezí 42,1 - 73,6 m). Nejmenší polygony mrazových klínů (průměrná délka 7,7 m) byly naopak nalezeny v oblastech kolem rovníku. „Nadmořská výška“ nemá na rozšíření polygonů mrazových klínů na Marsu vliv, nicméně na morfologii mrazových klínů ano. Nejrozšířenější jsou pentagonální polygony, které se vyskytují zejména na jižní polokouli. Ty jsou pak následované ortogonálními. Hexagonální polygony byly nalezeny pouze na severní polokouli v pásích 45° a 60° . Celkem 40,8 % areálů polygonů mrazových klínů bylo nalezeno v kráterech. V okolí 10 % areálů mrazových klínů byly nalezeny stružky (gullies) a u 8 % svahové pruhy (slope streaks). Ve srovnání s pozemskými mrazovými klíny mají marsovské větší variabilitu rozměrů (délka polygonu se pohybuje od 4,3 m do 427,8 m) a jsou rozloženy rovnoměrněji.

Klíčová slova: mrazové klíny, strukturní půdy, periglaciální procesy, planetární geomorfologie, Mars, HiRISE

Abstract

The aim of this thesis is to analyze zonality of the thermal contraction crack polygons on the surface of Mars. Their morphology and its variation are analyzed in relation to the latitude of Mars. For spatial and morphological analysis were selected 64 images from the HiRISE (Mars Reconnaissance Orbiter) polychromatic camera dataset, images are covering the bandwidths proportionally. Images were first visually analyzed using HiView. 258 areas containing the thermal contraction crack polygons (with total area of 1184 km²) and 1036 well developed thermal contraction crack polygons were further vectorized using ArcMap. The thermal contraction crack polygons were found in every searched latitude which proves the ubiquity of permafrost. The largest amount of the thermal contraction crack polygons have been found in latitudes $\pm 60^\circ$ and 45° . In these latitudes were also found the largest and probably the deepest thermal contraction crack polygons (average length ranges from 42,1 – 73,6 m). The smallest polygons (average length 7,7 m) were found around the equator. "Altitude" has no effect on the spread of the thermal contraction crack polygons on Mars; however it has the effect on its morphology. The most widespread are pentagonal polygons, which occur mainly in the southern hemisphere. The next most widespread are orthogonal polygons. Hexagonal polygons were found only in the northern hemisphere at 45° and 60° . A total 40,8 % of the thermal contraction crack polygon areas were found in craters. Gullies were found in 10 % of the areas and slope streaks in 8 %. The Mars thermal contraction crack polygons have a greater variability in size and their spread is more equal (polygon length varies from 4,3 – 427,8 m) than the terrestrial.

Key words: Thermal contraction crack polygon, Patterned ground, Periglacial Processes, Planetary Geomorphology, Mars, HiRISE

Obsah

1. ÚVOD	9
2. CHARAKTERISTIKA MARSU	11
2. 1. Planetární a geologická charakteristika	11
2. 2. Charakteristika povrchu	16
2. 2. 1. Severní nížiny	21
2. 2. 2. Jižní vrchoviny	21
2. 2. 3. Tharsis a Elysium	21
2. 2. 4. Polární oblasti	22
2. 3. Led a voda na povrchu a pod povrchem Marsu	23
2. 3. 1. Led a voda v minulosti	23
2. 3. 2. Voda v současnosti	25
2. 3. 3. Led v současnosti	29
3. DATA A METODY	40
3. 1. Zdroje dat	40
3. 2. Výběr snímků	42
3. 3. Zpracování snímků	47
3. 3. 1. Zpracování areálů 1. kategorie	47
3. 3. 2. Statistické zpracování získaných dat	49
4. VÝSLEDKY	51
4. 1. Distribuce areálů polygonů mrazových klínů	51
4. 1. 1. Areály sítí mrazových klínů kategorie 1	56
4. 1. 2. Areály sítí mrazových klínů kategorie 2	58
4. 1. 3. Areály sítí mrazových klínů kategorie 3	60
4. 1. 4. Oblasti výskytu polygonů mrazových klínů kategorií 1-3	62
4. 2. Morfometrické charakteristiky digitalizovaných polygonů mrazových klínů kategorie 1	65
4. 2. 1. Délka a šířka polygonů	65
4. 2. 2. Obvod a plocha polygonů	69
4. 2. 3. Počet stran polygonů	73
4. 2. 4. Orientace polygonů	74
4. 2. 5. „Nadmořská výška“	77
4. 2. 6. Shrnutí vztahů mezi sledovanými morfometrickými veličinami	78
5. DISKUZE	81
5. 1. Rozmístění areálů polygonů mrazových klínů na Marsu	81

5. 1. 1. Marsovské pásy	81
5. 1. 2. Polygony mrazových klínů v kráterech	83
5. 1. 3. Polygony mrazových klínů v blízkosti stružek (gullies) a svahových pruhů (slope streaks)	83
5. 2. Morfometrické charakteristiky polygonů mrazových klínů a jejich environmentální interpretace	85
6. ZÁVĚR.....	88
7. SEZNAM POUŽITÝCH ZDROJŮ	90
7. 1. Použitá literatura	90
7. 2. Použité internetové zdroje	95
7. 3. Použité softwarové programy	97
8. SEZNAM PŘÍLOH.....	98
8. 1. Seznam obrázků.....	98
8. 2. Seznam tabulek.....	100

1. ÚVOD

Žijeme v době, kdy byl již téměř každý kousek planety Země zmapován, projit a poznán. Zbylo jen velmi málo míst, kam oko člověka nedohlédlo a kam lidská ruka nezasáhla byt jen letmým dotekem. Je tedy načas vydat se dál. Snaha o „dobyty“ dalších planet a jejich měsíců člověkem se dostala do fáze, která je již otázkou pouhých pár let. Nezbyvá nám tedy nic jiného než vyčkat, co naše další letmé doteky přinesou.

Studium ostatních terestrických planet či jiných vesmírných těles se stalo každodenní součástí našich životů. Touha po pochopení Zemi podobných objektů je dalším přirozeným krokem lidského poznání. Studium jiných terestrických těles Sluneční soustavy lze pochopit jak vývoj těles, tak i vývoj samotné soustavy. Vzhledem k tomu, že Mars je Zemi nejpodobnější a nejbližší planeta, je přirozené, že se k němu upřel zrak mnoha pozemšťanů. V současné době se jedná o nejvhodnější těleso Sluneční soustavy jak k dálkovému studiu, tak i k samotnému dobytí. Unikátní přírodní prostředí Marsu se velmi nápadně podobá tomu, ve kterém žijeme na planetě Zemi. Pochopení jeho vývoje nám může napovědět mnohé o tom, v jakém světě vlastně žijeme. Občas je potřeba se na řešený problém podívat s větším odstupem a nadhledem, abychom ho mohli pochopit a být schopni tak posouvat hranice našeho poznání.

Mrazové klíny společně s polygony tvoří významný archiv informací. Polygony mrazových klínů se formují relativně rychle. Podle Blacka (1976) narůstá pozemský klín za rok o 0,1– 20 mm, díky čemuž lze z klínů vyčíst mnoho informací i o vývoji Marsu. Výskyt mrazových klínů zároveň dokazuje existenci permafrostu. Pokud je přítomna činná vrstva permafrostu, promítá se do podoby terénu, z čehož lze číst jeho vývoj. Odlišnosti v morfologii mrazových klínů pak indikují změny obsahu ledu v čase, jeho ukládání a přeměny. Z toho lze posuzovat vlastnosti klimatu v rozpětí tisíců až milionů let. U aktivních i neaktivních mrazových klínů lze najít odpovědi o stavu klimatu v geologicky mladších dobách planety (pozdní amazonian).

Dosavadní studie byly zaměřeny na výskyt podzemního ledu na Marsu (např. Clifford et al., 2010; Feldman et al., 2004), permafrostu a období aktivity jeho činné vrstvy (např. Kreslavsky, Head, Marchant, 2008). Studie mrazových klínů na povrchu Marsu se věnovaly zejména oblastem vyšších šířek, kde se vyskytují oblasti bohaté na led (např. Levy, Head a Marchant, 2009; Levy, Head a Marchant, 2009), nebo konkrétním oblastem a prostředím (např. Levy et al., 2011; van Gasselt, et al., 2005; Marchant a Head, 2007; Brooker et al., 2018).

Diplomová práce se zaměřuje především na periglaciální oblasti Marsu s výskytem mrazových klínů a má za úkol popsat zonální změny ve výskytu a morfologii mrazových klínů v rámci celé planety. Cílem je zmapování vybraných oblastí, zjištění jejich morfologických a polohových charakteristik. Na základě vlastností pozemských mrazových klínů jako geoindikátorů jsou pak

vyvozovány možné interpretace o vzniku jejich marsovských ekvivalentů a o prostředí Marsu.

Diplomová práce bude hledat odpovědi na tyto výzkumné otázky:

- 1) Jak jsou v současné době rozmístěny mrazové klíny na planetě Mars?
- 2) Jaké jsou morfologické charakteristiky sítí marsovských klínů?
- 3) Co lze z morfologie sítí marsovských polygonů mrazových sítí říci o jejich prostředí?
- 4) Jak se liší jejich vlastnosti od pozemských analogií?

2. CHARAKTERISTIKA MARSU

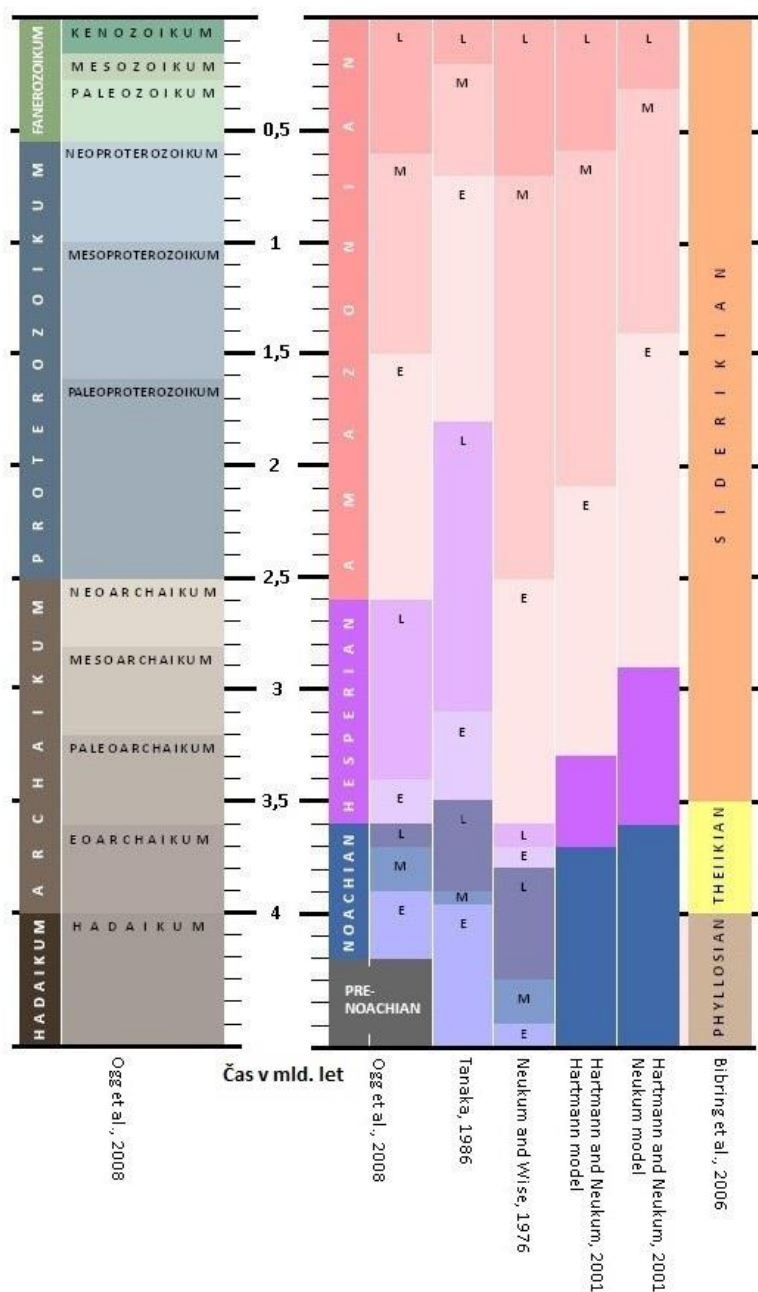
2. 1. Planetární a geologická charakteristika

Mars je čtvrtou planetou od Slunce nacházející se mezi Zemí a hlavním pásem planetek. Její střední vzdálenost od Slunce je 227,94 mil. km, od Země 78,34 mil. km. I přes poloviční velikost Marsu vůči Zemi se jedná o Zemi nejpodobnější planetu. Díky svému typicky rudému zbarvení získala planeta jméno po římském bohu války Martovi.

Planeta Mars je velice suchá a chladná. Teploty na povrchu kolísají mezi -123 °C až -33 °C, během léta na jižní polokouli ovšem dosáhnou denní maxima až 27° C (Kieffer et al., 1977 in Carr, 2006). Atmosféra planety je řídká, tlak na povrchu je více než stokrát nižší než na Zemi (v průměru 650 Pa). Atmosféra je složena převážně z CO₂ (95 %), zbytek tvoří N₂ (2,7 %), Ar (1,6 %), O₂ (0,13 %), CO (0,08 %) a vodní pára (0,03 %) (NASA, 2018). Za pomoci sondy Mars Express (2003 – současnost) a roveru Curiosity (2011 – současnost) byl v atmosféře zjištěn výskyt metanu. Atmosféru lze vertikálně rozčlenit na troposféru (do 45 km), stratosféru (45-110 km), termosféru (110-200 km) a exosféru (nad 200 km). Většina atmosféry v minulosti unikla do kosmického prostoru (Jakosky, Slipski et al., 2017) pravděpodobně kvůli působení slunečního větru a slabému magnetickému a gravitačnímu poli, které nedokázalo atmosféru udržet. Sklon rotační osy Marsu činí 25,2°, což podobně jako na Zemi způsobuje střídání ročních období. Pokud tedy panuje na jedné polokouli zima, na druhé je léto. Na severní polokouli trvá léto 183 dní, na jižní 158 dní (Carr, 2012). Důsledkem střídání ročních období je stejně jako na Zemi vznik rozdílných tlakových útvarů v rovníkových a polárních oblastech, díky čemuž dochází k intenzivnímu atmosférickému proudění, při němž dosahují silné větry až 400 km·h⁻¹ (Gabzdyl a Pišala, 2017). Celoplanetární prachové bouře, kdy je jemný materiál z povrchu unášen větrem na ohromné vzdálenosti, jsou významným fenoménem planety. Snímky z povrchu i z oběžné dráhy Marsu ukazují, že v atmosféře vznikají oblaka podobná pozemským cirrům. Jedná se o oblaka tvořená zmrzlými krystalky oxidu uhličitého (Herr a Pimentel, 1970).

Podobně jako jiné terestrické planety prošla i planeta Mars svým specifickým geologickým vývojem (obrázek 1). Nejstarším geologickým obdobím je noachian, během nějž docházelo k četným dopadům impaktních kráterů a intenzivní vulkanické činnosti. Jedná se o ranou historii planety, která je časově srovnatelná s hadaikem a začátkem archaika na Zemi. V období marsovského hesperianu, odpovídajícímu zhruba období pozemského archaika, se Mars ochladil a začal vysychat, většina kapalné vody se proměnila v led. Nejmladší a zároveň nejdelší období geologické minulosti Marsu je amazonian, kdy se planeta dále ochlazovala a vysychala. Období amazonianu přetrvává dodnes. Bibring et al. (2006) přišli se zcela jiným přístupem k dělení (obrázek 1). Pomocí dat z Mars Express

(2003-současnost) definovali tři geologická období podle převažujících minerálů z geologických ér. Nejstarším je phyllosian. V tomto období, které bylo pravděpodobně bohaté na vodu, vznikaly jíly. Druhé období, theiikian, charakterizují sírany, které vznikaly v kyselém prostředí intenzivní vulkanické aktivity. Nejdelším a zároveň nejmladším obdobím je siderikian, který je typický pomalým zvětráváním bez přítomnosti vody, čímž se formuje bezvodý oxid železitý, typický pro povrch Marsu.



Obrázek 1 – Geologická historie Marsu a Země (Fawdon, 2016, upraveno). Časová osa geologického vývoje Země je porovnávána s osami Marsu od různých autorů. Čas je uváděn v miliardách let.

Vnitřní stavba Marsu je stejně jako u Země rozdělena na kůru, plášť a jádro. Vzhledem k malému množství seismografických dat ovšem není přesně jasné, jak vnitřní stavba Marsu vypadá.

Jasnější představu o vnitřní stavbě planety by měla přinést data ze seismometru SEIS, kterou na planetu dopravila sonda InSight (2018 – současnost). Dne 6. 4. 2019 zaznamenal SEIS první marsotřesení, nicméně bylo příliš slabé na to, aby mohlo poskytnout relevantní data, a odhalit tak složení nitra Marsu (NASA, 2019). Vzhledem k absenci magnetického pole planety se předpokládá, že je jádro v pevném skupenství. Magnetické anomálie v kůře nicméně naznačují, že v dávné minulosti planety bylo jádro tekuté a generovalo tak magnetické pole (Acuna et al., 1999 in Carr 2006). Další informace o vnitřní stavbě planety jsou odvozeny ze složení marsovských meteoritů. Předpokládá se, že jádro Marsu je velice bohaté na železo a mnohem bohatší na síru než jádro Země (Treiman et al., 1986; Wänke a Dreibus, 1988 in Carr, 2006). Plášť je pravděpodobně složen ze silikátů a kůra je bohatá na bazalty. Mocnost kůry se pohybuje v rozmezí od 5 – 100 km. Mezi severní a jižní polokoulí lze najít velký rozdíl v mocnosti kůry, tento fenomén je označován jako tzv. globální dichotomie (Carr, 2006).



Obrázek 2 – Horniny na Marsu (NASA/JPL-Caltech/MSSS, 2006, 2012, 2015, upraveno). Vlevo nahoře: pyroklastický materiál (rover Spirit, 2006). Vlevo dole: kalovce a jílovce (rover Curiosity, 2015). Vpravo nahoře: šikmé zvrstvení pískovců (rover Curiosity, 2015). Vpravo dole: slepence (rover Curiosity, 2012).

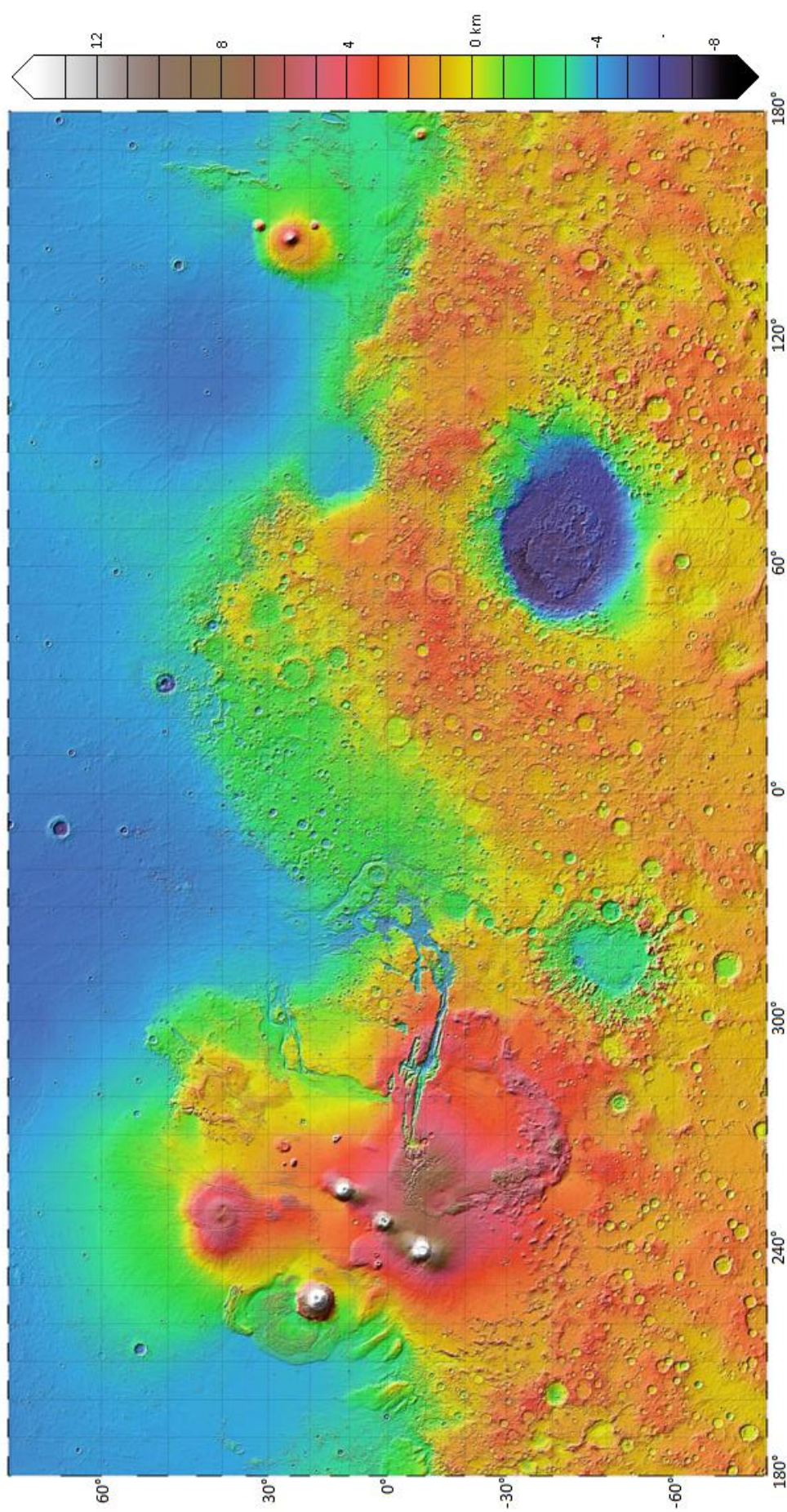
Vzhledem k tomu, že Mars tvoří několik vulkanických oblastí, převládají při povrchu Marsu andezity a bazalty, místy lze nalézt i pyroklastický materiál (obrázek 2). Rover Curiosity

(2011 – současnost) přinesl snímky slepenců, které lze považovat za důkaz přítomnosti v minulosti tekoucí vody na povrchu Marsu (NASA/JPL-Caltech/MSSS, 2012). Vzhledem k tvarům a velikostem valounů je velice nepravděpodobné, že byly unášeny větrem, jejich transport je tak přisuzován tekoucí vodě (NASA/JPL-Caltech/MSSS, 2012). Dále lze při povrchu Marsu nalézt např. kalovce, jílovce, jílovité břidlice a meteority.

Na povrchu se nachází regolit, sypký heterogenní horninový materiál, který se skládá z rozpadlých vulkanických hornin, fluviálních sedimentů a sedimentů bohatých na silikáty a sírany, pravděpodobně mořského původu (Certini, Scalenghe and Amundson, 2009). Při pohledu na povrch Marsu lze spatřit typicky rudé zbarvení způsobené výskytem oxidů železa v trojmocné formě. Snímky z povrchu ukazují, že se kromě regolitu na povrchu vyskytují různě velké úlomky hornin.

Pomocí měření Mars Odyssey (2001 – současnost) byly v oblastech výskytu permafrostu zjištěny velmi vysoké podíly vody v půdě. Na jižní polokouli se nachází půda s více než 60 hmot. % vody (Horneck, 2008). Tato půda je překrytá vrstvou suchého regolitu. Severní polokoule disponuje 53 hmot. % vody v půdě (Horneck, 2008). Za pomoci roveru Curiosity (2011 - současnost) byla v kráteru Gale (-5,3° š., 137° v. d.) zjištěna významná přítomnost molekul vody vázaných na zrnka písku a prachu, v množství větším, než se předpokládalo. Analyzované minerály byly vulkanického původu a ve vzorcích byla též nalezena amorfni skla (NASA, 2012).

Mars má dva přirozené satelity – Phobos (27x21x19 km) a Deimos (15x21x19 km). Jejich vznik je podobně jako u pozemského Měsíce stále nejasný. Vzhledem k podobnosti obou marsovských měsíců s tělesy vyskytujícími se v pásu planetek mezi Marsem a Jupiterem mohou být pravděpodobně oba tyto satelity zachycenou planetkou. Uvažuje se i o vzniku v době akrece všech těles Sluneční soustavy, kdy oba měsíce vznikly společně s Marsem. Jiná teorie (Glotch et al., 2018) ovšem naznačuje i pravděpodobnost kolize Marsu s jiným tělesem, kdy mohlo dojít ke vzniku obou měsíců. Tvar obou měsíců je nepravidelný a jejich povrchy jsou poseté krátery, které jsou produktem četných srážek s menšími tělesy. Phobos, první a větší z nich, se kvůli působení gravitace neustále přibližuje směrem k Marsu. Black a Mittal (2015) tvrdí, že pokud se bude Phobos k Marsu dále přibližovat, dojde v následujících 20 – 40 milionech letech k jeho rozpadu a následnému vzniku prstence. Jednalo by se o jedinou planetu vnitřní Sluneční soustavy, která by disponovala prstencem. Větší části rozpadlého měsíce pak pravděpodobně dopadnou na povrch Marsu, čímž vytvoří četné impaktní krátery, a změní tak jak vzhled povrchu Marsu, tak pravděpodobně i celé jeho přírodní prostředí.



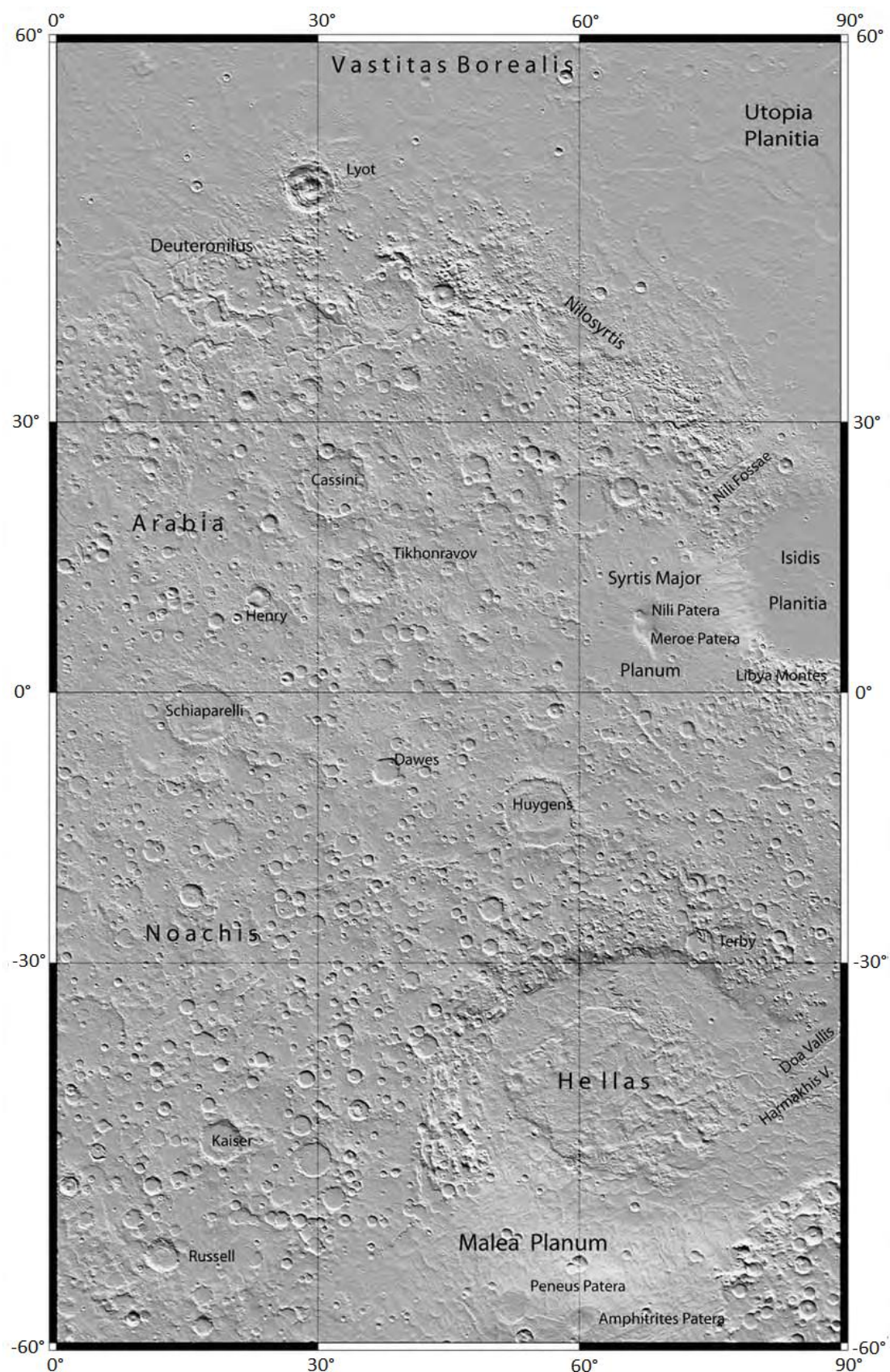
Obrázek 3 – Topografická mapa Marsu (NASA MOLA, 2007, upraveno). Souřadnice Marsu se označují jako aerografické, nulový poledník prochází kráterem Airy, ležícím v Meridiani Sinus. Aerografická délka roste směrem na východ nebo na západ (0° - 360° d.), aerografická šířka je jižní, nebo severní a nabývá hodnot od 0° - 90° š. V DP bude použita východní aerografická délka a šířka bude označována v kladných (severní polokoule) a záporných (jižní polokoule) hodnotách. Během mise Marineru 9 (1971-1972) byla stanovena „nulová nadmořská výška“ jako tzv. průměrný gravitační povrch, což je hladina, kde se tlak vzduchu nachází v hodnotě 610 Pa (Wu, 1978). S přispěním Mars Global Surveyor (1996-2006) byla dále definována imaginární koule s rovníkovým poloměrem 3396 km.

2. 2. Charakteristika povrchu

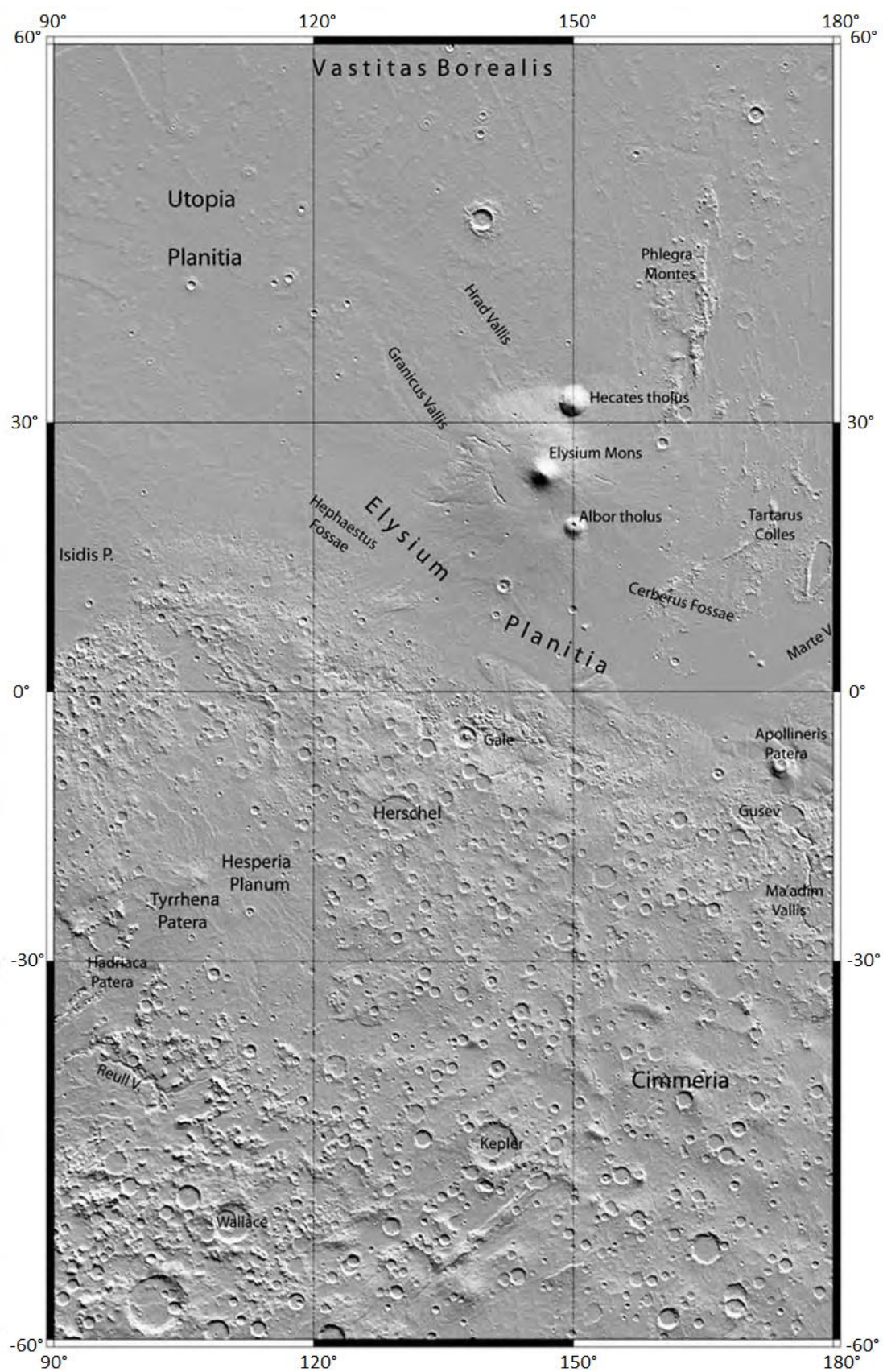
Mars je terestrickou planetou, která svým povrchem velice připomíná planetu Zemi. Nacházejí se zde byť již vyhaslé sopky a tektonické zlomy. Systémy koryt naznačují, že se zde v minulosti vyskytoval fluviální systém velice podobný zemskému. Nížiny severní polokoule byly pravděpodobně zaplaveny vodou. Vítr zde tvoří duny a jardangy, v neposlední řadě lze sezónně pozorovat měnící se severní a jižní polární čepičku.

Povrch Marsu lze rozdělit na několik částí. Při pohledu na topografickou mapu (obrázek 3) si nelze nevšimnout tzv. globální dichotomie, tj. výrazného rozdílu mezi severní a jižní polokoulí. Rozdíly mezi polokoullemi jsou v nadmořské výšce, v mocnostech kůry a v hustotě výskytu kráterů. Zatím nelze tento fenomén jednoznačně vysvětlit. Teorie o dopadu obřího impaktu (Wilhelms, Squyres, 1984) je zpochybňována na základě tvrzení, že ztenčení kůry neodpovídá jiným velkým kráterům, jako je Hellas a Isidis. Pochybnosti též vyvolává absence příkrých hran a středového pahorku, které jsou pro takto masivní impakty typické. Další teorií je analogie k pozemským riftům, ve kterých vzniká nová oceánská kůra (Sleep, 1994). Marsovské rifty byly datovány do začátku hesperianu, nicméně v oblasti severních planin byla nalezena stejná místa, avšak geologicky starší (noachian), což tuto teorii zásadně zpochybňuje. Další příčinou vzniku dichotomie mohla být vnitřní stratifikace planety (např. Wise, Golombek, McGill, 1979; Zhong a Zuber, 2001; Solomon, 2005), kdy v rané historii planety došlo kvůli nízké viskózní astenosféře ke gravitačně nestabilnímu vrstvení pláště. Na jižní polokouli nastal tzv. upwelling neboli výstup materiálu, naopak na polokouli severní došlo k úbytku materiálu. Nicméně i tato teorie s sebou nese mnoho nejistot.

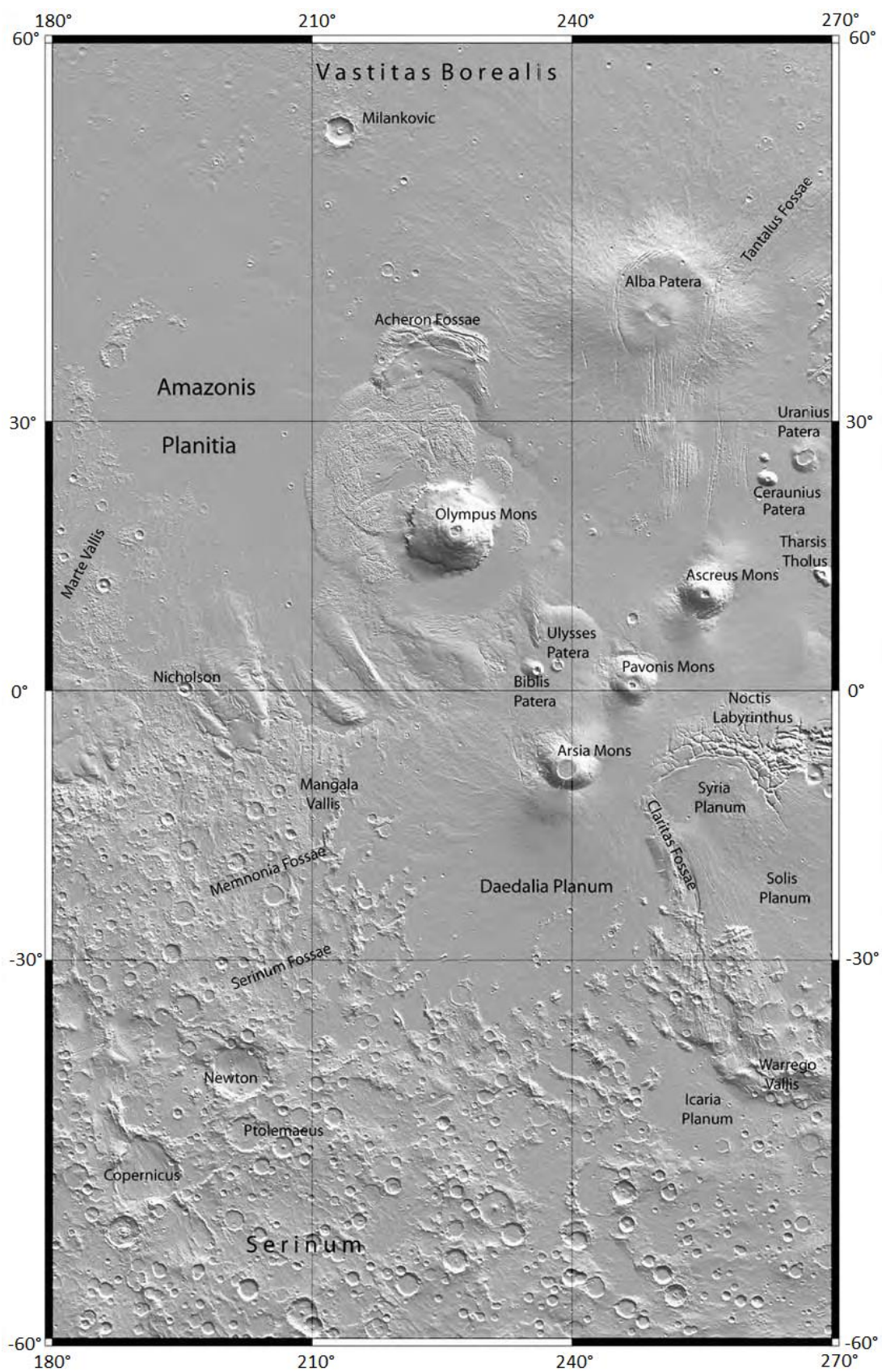
Na základě rozdílů mezi severní a jižní polokoulí lze tedy Mars rozdělit na severní nížiny a jižní vrchoviny. Z tohoto dělení lze na základě specifčnosti vyčlenit vulkanické oblasti Tharsis a Elysium a polární čepičky.



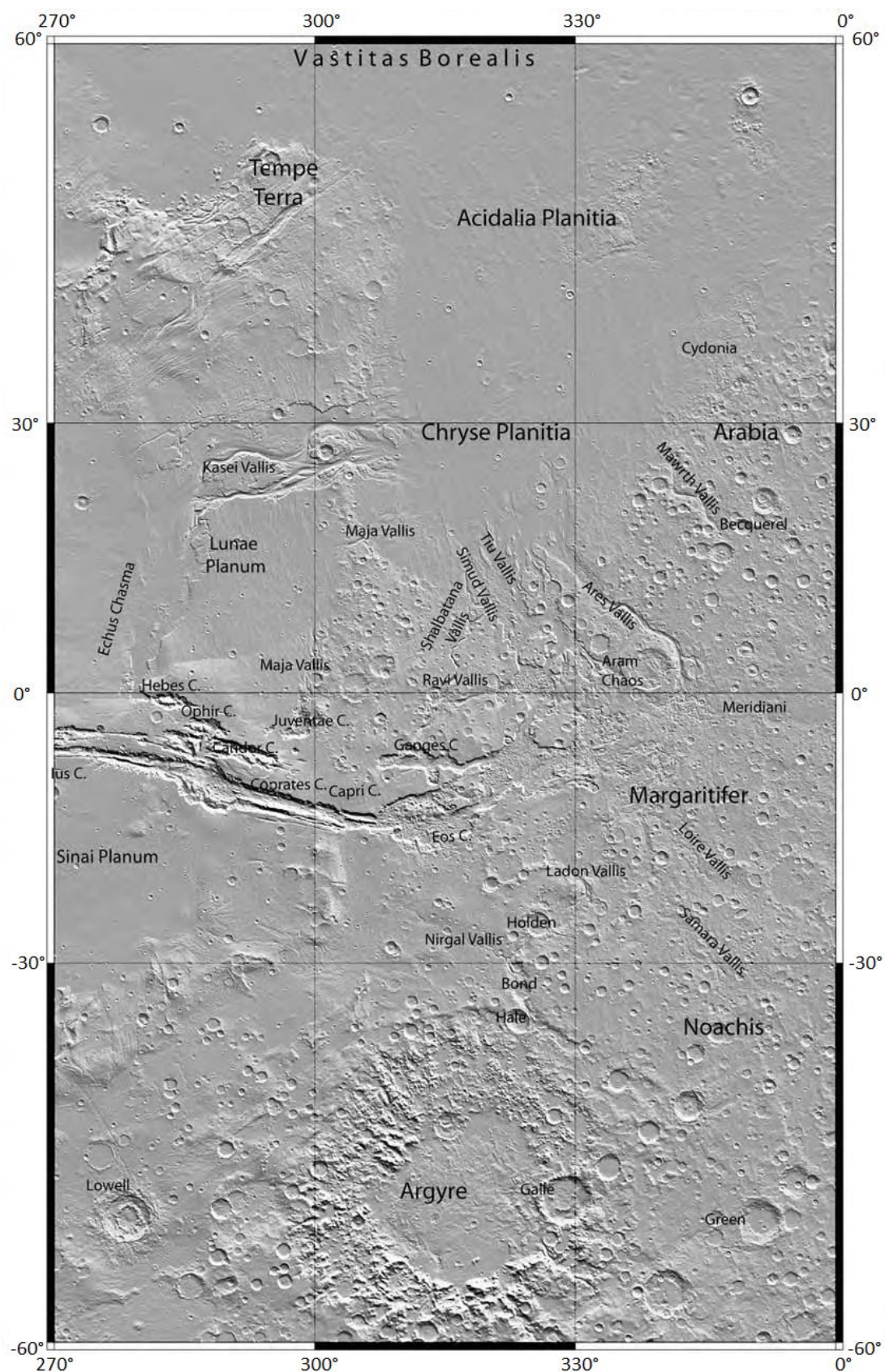
Obrázek 4 – Segment znázorňující povrch Marsu od 0°-90° východní délky s vyznačenými hlavními strukturami (Carr, 2006, upraveno).



Obrázek 5 – Segment znázorňující povrch Marsu od 90°-180° východní délky s vyznačenými hlavními strukturami (Carr, 2006, upraveno).



Obrázek 6 – Segment znázorňující povrch Marsu od 180°-270° východní délky s vyznačenými hlavními strukturami (Carr, 2006, upraveno).



Obrázek 7 – Segment znázorňující povrch Marsu od 270°-0° východní délky s vyznačenými hlavními strukturami (Carr, 2006, upraveno).

2. 2. 1. Severní nížiny

Severní hemisféra je charakteristická rozsáhlými planinami, které se rozkládají zhruba na 1/3 jejího povrchu. Na rozdíl od jižní hemisféry má oblast velice plochý a hladký reliéf s řídkým výskytem kráterů. Na základě vzhledu severních plání vznikly teorie o možném výskytu oceánu a jezer v této oblasti (např. Head, Hiesinger et al., 1999; Achille a Hynek, 2010; Carr, 2012). Dominantou oblasti je nížina Vastitas Borealis (obrázek 4-7), ležící 4-5 km pod nulovou hladinou. Na severu na ni navazuje Planum Boreum, oblast výskytu severní polární čepičky. K jihu vybíhá mnoho dalších nížinných oblastí, z těch rozsáhlejších lze jmenovat oblasti Arcadia Planitia, Amazonis Planitia, Acidalia Planitia, Chryse Planitia, Utopia Planitia a Isidis Planitia. Z jihu jsou severní planiny lemovány výrazně vyšším reliéfem jižní vrchoviny a vulkanickými oblastmi Tharsis a Elysium.

2. 2. 2. Jižní vrchoviny

Jižní polokoule je oproti severu výrazně vyšší (0 – 5 km nad nulovou hladinou), přičemž kůra je zde o 25 km mocnější. Jelikož jde o část povrchu výrazně posetou impaktními krátery, dá se předpokládat, že povrch na jižní polokouli je velmi starý. Období intenzivních dopadů impaktních kráterů spadá do geologicky nejstaršího období Noachianu. Z toho lze soudit, že povrch jižní polokoule nebyl na rozdíl od oblasti severních nížin výrazněji přemodelován jiným geomorfologickým činitelem. Charakteristickým rysem této oblasti jsou údolní sítě, se kterými se lze setkat jak na rozhraní severní a jižní polokoule, tak na většině povrchu jižních vrchovin (Carr, 2012). Na jižní hemisféře se rovněž vyskytují dvě výrazné impaktní struktury, Hellas Planitia (obrázek 4) a Argyre Planitia (obrázek 7), které jsou zároveň největšími impaktními pánvemi Marsu.

2. 2. 3. Tharsis a Elysium

Na Marsu není v současné době zjištěna žádná vulkanická aktivita, avšak téměř celá geologická minulost planety Mars je s ní spjatá. Nejstarší vulkanické oblasti (Hadriacus Mons, Tyrrhenus Mons, Tharsis) začaly vznikat již v době brzkého Noachianu - 4 až 3,7 mld. let (Grott, Baratoux, Hauber et al., 2012), poslední aktivita byla datována do pozdního Amazonianu - cca 1 mld. let (Williams et al., 2009), kdy doznívala vulkanická činnost pouze v oblastech Tharsis a Elysium.

Oblast Tharsis (obrázek 6) je největší vulkanická oblast Marsu. Tvoří téměř čtvrtinu celého povrchu a jde o jednu z nejstarších vulkanických oblastí planety (> 3,8 mld. let). Nachází se zde hned několik kolosálních štítových sopek: Olympus Mons (27 km, 21 km nad nulovou hladinou), nejvyšší vrchol planety a celé Sluneční soustavy, Arsia Mons, Pavonis Mons a Ascraeus Mons.

Vulkanický reliéf oblasti Elysium (obrázek 5) vznikl epizodicky téměř 3 mld. let (Platz a Michael, 2011). V oblasti se nachází štítový vulkán Elysium Mons, plochý sopečný kužel Apollinaris

Patera a hory Albor Tholus a Hecates Tholus. Elysium Planitia je obklopena ze západu oblastí Utopia Planitia a z východu oblastí Amazonis Planitia.

2. 2. 4. Polární oblasti

Oba marsové póly jsou přikryty polárními čepičkami. Obě jsou tvořeny suchým (CO_2) a vodním ledem a mají jak permanentní, tak sezónní část. Důsledkem sezónního tání mají čepičky vrstevnatou strukturu. Permanentní čepičky lze pozorovat celoročně. Sezónní čepičky se začínají formovat koncem léta, kdy se nad póly vytvoří oblačnost, maxima pak dosahují v zimě. Čepičky jsou typické spirálovitým vzhledem, jež tvoří katabatické větry stáčené Coriolisovou silou (Weijermars, 1986).

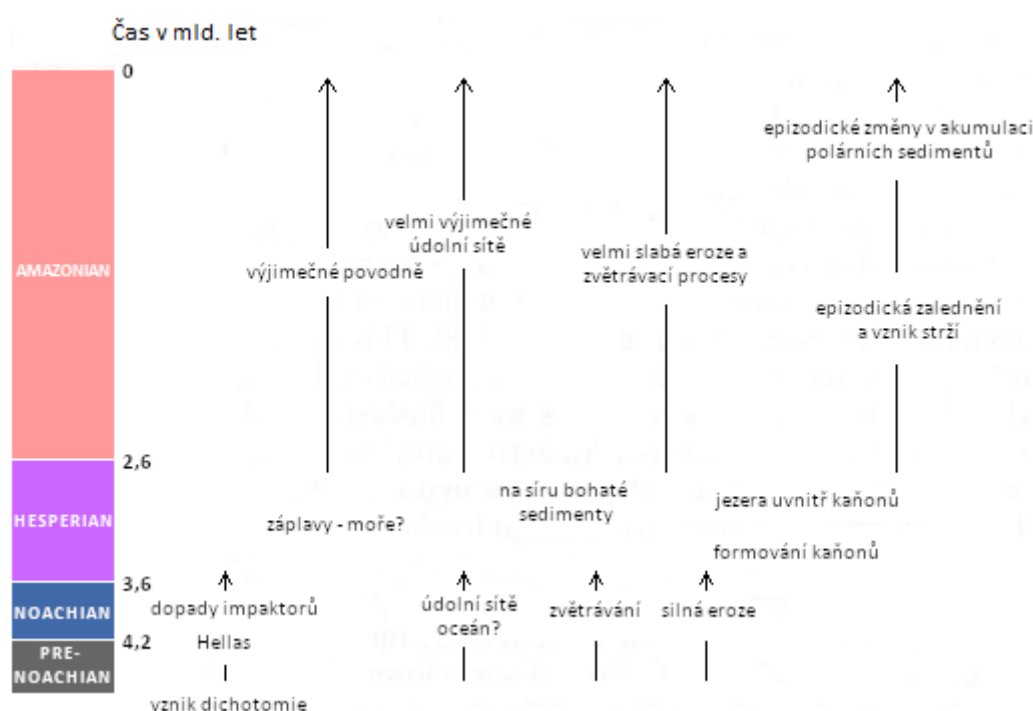
Severní polární čepička, Planum Boreum, dosahuje výšky až 2 km pod nulovou hladinu Marsu a má v průměru 1100 km (Clifford et al., 2010 in Barlow, 2008). Permanentní čepička dosahuje 80° š., sezónní zasahuje až 55° š. Dominantou čepičky je kaňon s příkrými obloukovými srázy Chasma Boreale ($82,63^\circ$ š., $312,36^\circ$ v. d.). Z jihu lemují polární čepičku oblasti - Vastitas Borealis a velká dunová pole, z nichž je největší Olympia Undae ($81,27^\circ$ š., $178,48^\circ$ v. d.).

Jižní čepička, neboli Planum Australe, se oproti severní čepičce nachází v mnohem vyšším terénu (4 500 m nad nulovou hladinou). Průměr jižní polární čepičky dosahuje 400 km a stejně jako severní protějšek má kaňon - Chasma Australe ($-82,44^\circ$ š., $95,03^\circ$ v. d.). Kaňony u obou čepiček jsou pravděpodobně důsledkem působení katabatických větrů či tání polárních čepiček v geologické minulosti planety (Fishbaugh a Head, 2001). Okolí jižní polární čepičky je topograficky pestřejší, obklopují ji velké regiony jako Noachis Terra, Promethei Terra, Aonia Terra, Terra Sirenum a Terra Cimmeria.

2. 3. Led a voda na povrchu a pod povrchem Marsu

2. 3. 1. Led a voda v minulosti

V minulosti bylo prostředí Marsu mnohem bohatší na vodu (např. Baker et al., 1992, 2001, 2006; Head, Hiesinger et al., 1999; Achille a Hynek, 2010; Andrews-Hanna a Lewis, 2011; Carr, 2012; Rodríguez et al., 2014). Mariner 9 (1997 - 1972) přišel jako první s objevem koryt morfologicky velice podobným říčním korytům na Zemi. Jedná se o tvary vyskytující se výhradně na velmi starém povrchu.



Obrázek 8 – Fluviální historie Marsu (Carr, 2012, upraveno). Téměř celá historie planety je protkána fluviální aktivitou, místy alespoň epizodicky. Vrcholu však fluviální činnost dosáhla pravděpodobně v noachianu. Noachian je typický formováním jílu a jiných hydratovaných minerálů (Bibring et al., 2006), je též spjatý s četnými dopady impaktorů a intenzivní vulkanickou činností. Na začátku období hesperianu pak fluviální činnost doznívá, planeta začíná vysychat a většina vody se mění v led. Amazonian je spjatý pouze s epizodickou fluviální činností, která mohla nastat i díky výrazným změnám sklonu rotační osy Marsu (Laskar et al., 2004). V posledních několika miliónech let docházelo k dalšímu vysychání a ochlazování Marsu až do jeho současné podoby.

Na základě povrchových minerálů lze usoudit, že prostředí Marsu bylo, alespoň epizodicky, teplejší a vlhčí (Andrews-Hanna a Lewis, 2011). Podle jedné teorie mohla vulkanická aktivita dodávat do atmosféry skleníkové plyny (CO_2 , SO_2 , aj.), díky kterým došlo k oteplení planety a následnému tání vodního ledu (Baker, 2001). Další teorie hovoří o oteplení vzniklém dopady velkých impaktorů (Segura, Toon, Colaprete a Zahnle, 2002).

Četné dopady impaktorů společně s působením slunečního větru a slabého magnetického a gravitačního pole pak mohly být příčinou snížení hladiny podzemní vody, celkových úhrnů srážek a úniku atmosféry do kosmického prostoru (Jakosky, Slipski et al., 2017). Tyto faktory společně s dalším ochlazováním planety mohly vést k dalšímu snižování hladiny podzemní vody a jejímu následnému zadržení pod vrstvou **kryosféry**¹ (Andrews-Hanna a Lewis, 2011).

Velký vliv na transport a redistribuci vody mezi atmosférou, povrchovým a podpovrchovým ledem měl a stále má sklon rotační osy. Mars nedisponuje velkým měsícem, který by stabilizoval jeho rotační osu. Zatímco na Zemi došlo v minulosti pouze k nepatrným výkyvům v náklonu rotační osy ($\pm 1,3^\circ$), osa Marsu se během pouhých 10 miliónů let pohybovala v rozmezí $10^\circ - 45^\circ$ (Carr, 2012). Během periody s vysokým sklonem mohla masa ledu polární čepičky vysublimovat a být transportována do nižších zeměpisných šířek, kde došlo k jejímu vysrážení (Laskar et al., 2004) a k redistribuci ledu směrem k rovníku.

Dá se tedy předpokládat, že se periglaciální reliéf Marsu začal formovat v době, kdy docházelo ke změnám ve sklonu rotační osy. Během krátké periody před 5-10 miliony lety byla v oblastech **permafrostu**² pravděpodobně díky sezónnímu tání přítomna tzv. **činná vrstva**³, jejíž mocnost byla až několik desítek centimetrů (Kreslavsky, Head a Marchant, 2008). Činná vrstva není na povrchu Marsu aktivní již téměř 5 miliónů let a její oživení se v následujících 10 milionech let nedá předpokládat (Kreslavsky, Head a Marchant, 2008).

V současné době je sklon rotační osy Marsu $25,2^\circ$. Pokud dojde k rozpadu Phoba (Black a Mittal, 2015) a jeho následné srážce s Marsem, mohou nastat zásadní změny, které ovlivní celé přírodní prostředí planety. Případná změna sklonu rotační osy a změny v atmosféře mohou mít za následek navrácení vody na povrch Marsu.

Nepřímým důkazem v minulosti se vyskytující vody mohou být i marsovské meteority. Na Zemi je již identifikováno 235 meteoritů původem z Marsu (Meteoritical Bulletin Database, červenec 2019). V roce 2011 byl v Maroku odkoupen meteorit NWA (Northwest Africa) 7034 (obrázek 9), jehož složení se liší od ostatních marsovských meteoritů (Agee et al., 2013). Jedná se o polymiktní brekci, kde lze nalézt klasy různých druhů – vyvřelé (úlomky bazaltů, převážně živce a pyroxenu),

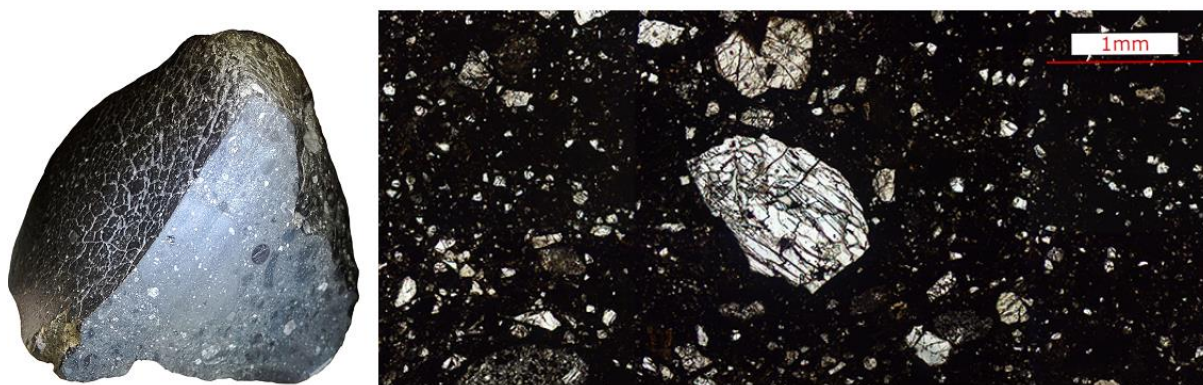
¹ **kryosféra Marsu** = část marsovské kůry, kde teplota zůstává permanentně pod bodem mrazu a v nichž se voda nachází v podobě ledu. Mocnost kryosféry závisí na průměrných ročních teplotách povrchu, teplotní vodivosti materiálu v kůře, salinitě podzemní vody a na tepelném toku (Carr, 2006). Kolem rovníku se pohybuje v rozmezí 2,3-4,7 km a 6,5-12,5 km na pólech (Clifford et al., 2010)

kryosféra Země = ledový obal Země zahrnující horské ledovce, permafrost, sezónně zmrzlou půdu, sezónní sněhovou pokrývku, ledové příkrovy, mořský led (French, 2007). Slaymaker a Kelly (2007) pak přidávají ještě led v půdě a na vegetaci, jezerní a říční led. Kryosféra je velmi citlivá na globální změny klimatu.

² **permafrost** = dlouhodobě či trvale zmrzlá půda nebo hornina. Horniny a zeminy zemské kůry, jejichž teplota je alespoň po dva roky nižší než 0°C (French, 2007).

³ **činná vrstva** = svrchní povrchová vrstva vyvinutá nad permafrostem, kde během roku dochází alespoň jednou k vzestupu teploty nad 0°C a tudíž i k fázovým přeměnám vody (French, 2007). Její mocnost závisí primárně na teplotě, v druhé řadě i na vlastnostech půd a hornin.

sedimentární a impaktní (Santos et al., 2015; Cassata et al., 2018). Na rozdíl od ostatních marsovských meteoritů obsahuje jiné směsi kyslíkových izotopů a desetkrát větší množství vody. Předpokládá se, že hornina byla v přímém kontaktu s vodou a atmosférou Marsu (Agee et al., 2013). NWA 7034 a jeho spárované meteority jsou zatím nejstarší nalezené marsové meteority (Cassata et al., 2018). Klasty nacházející se v meteoritu jsou > 4,4 mld. let staré (Santos et al., 2015; Cassata et al., 2018), vznikly tak v raném období vzniku planety.



Obrázek 9 – Meteorit NWA 7034 známý též pod názvem Black Beauty a jeho výřez (Virtualmicroscope, 2015, upraveno).

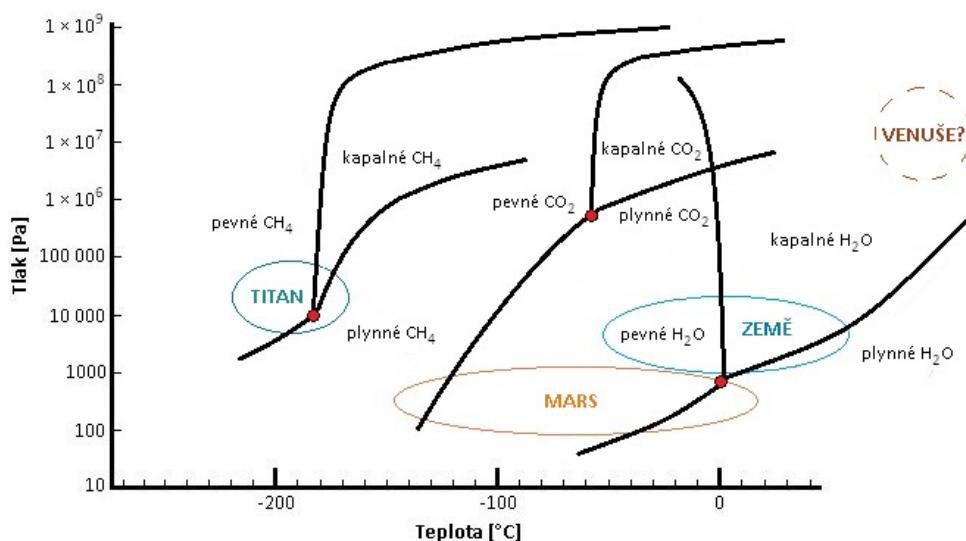
2. 3. 2. Voda v současnosti

Teplota a tlak na povrchu Marsu nedokážou dlouhodobě dosáhnout tzv. trojného bodu, při němž tlak a teplota umožňuje současnou existenci tří fází vody (pevné, kapalné a plynné). Trojného bodu dosáhne voda při teplotě 0,01 °C a tlaku 611,7 Pa. Na povrchu Marsu se tlak pohybuje v průměru kolem 650 Pa (obrázek 10), což je velmi blízko tlaku trojného bodu. Na Marsu tedy lze nalézt oblasti s vyšším tlakem, kde by se teoreticky mohla nacházet voda v kapalném skupenství (NASA, 2000). Jedná se o oblasti Amazonis Planitia, Chryse Planitia, Elysium Planitia, Hellas Planitia a Argyre Planitia, kde tlak dosahuje i dvojnásobných hodnot, než je jeho povrchový průměr. Nicméně podmínky pro výskyt vody v kapalném skupenství by mohly nastat pouze během dne, kdy teploty dosahují vyšších hodnot.

Pod povrchem to ovšem může být jinak. Orosei, Lauro, Petinelli et al. (2018) objevili vodní těleso skryté pod jižní polární čepičkou v oblasti Planum Australe. K objevu přispěla data sondy Mars Express (2003 – současnost) a jejího dlouhověkého radaru MARSIS (Mars Advanced Radar for Subsurface and Ionosphere Sounding), určeného k průzkumu povrchových a podpovrchových struktur. Dvacetakilometrové těleso má vyšší odrazivost než jeho okolí, a to hned v několika pásmech. Orosei, Lauro, Pettinelli et al. (2018) dospěli po zvážení možných vysvětlení k závěru, že se jedná buď o těleso tvořené kapalnou vodou, nebo o vrstvu sedimentů nasycených vodou. Jelikož se průměrná teplota v okolí jižní polární čepičky pohybuje kolem -68 °C (Diez, 2018), předpokládá se, že masa vody

zakonzervovaná pod čepičkou bude bohatá na rozpuštěné soli. Jedině tak by voda mohla zůstat v kapalném stavu i při tak nízkých teplotách.

Přítomnost solí na povrchu Marsu byla v minulosti potvrzena pomocí dálkového průzkumu a analýz z roverů. Ze solí se na Marsu vyskytují například sírany, chloridy a chloristany. Soli mohou snižovat výpar a teplotu tání (až k $-193,15\text{ }^{\circ}\text{C}$). Jsou také hygroskopické, čili snadno vstřebávají atmosférickou vlhkost (Ojha et al., 2015).



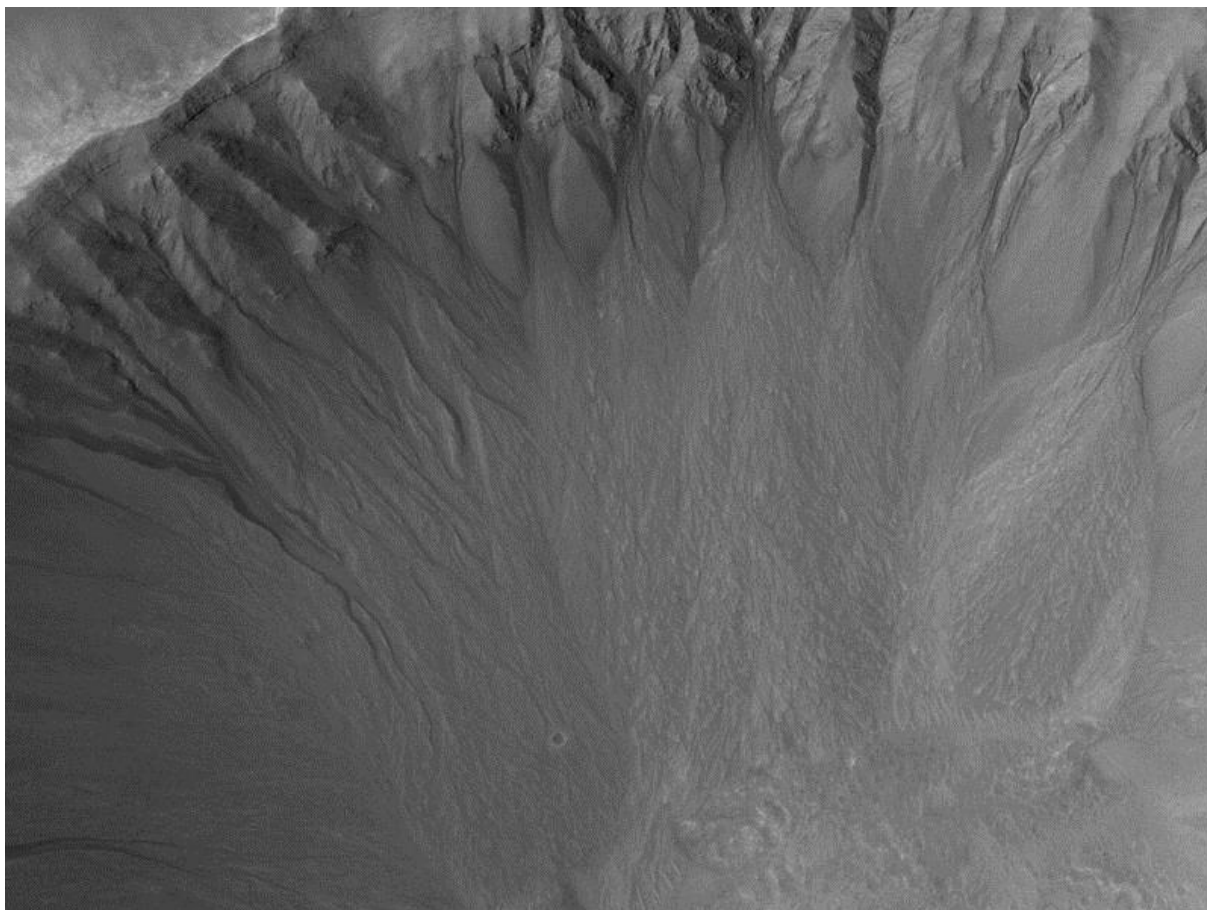
Obrázek 10 – Graf s trojnými body tří sloučenin a postavení některých vesmírných těles v ní (Ebel, 2018, upraveno). Podmínky panující na Marsu neumožňují dlouhodobý výskyt povrchové vody v kapalném skupenství. Na Marsu je tedy dlouhodobě stabilní voda v plynném (v řídké atmosféře Marsu) a v pevném skupenství (polární čepičky a led podzemní). Vázaná voda se vyskytuje v horninách a hydratovaných minerálech. Z grafu je patrné, že na Marsu se vyskytuje i metan, který se nachází v plynném skupenství v jeho atmosféře (Yung, Chen, Neelson, Sudhir et al., 2018).

Strže (gullies)

Objev strží (gullies) v roce 2000 nasvědčoval přítomnosti vody na Marsu (Malin a Edgett, 2000; Mellon a Phillips, 2001). O vzniku strží existuje několik teorií. Kromě teorie vzniku za pomoci tekoucí vody byly též za možnou příčinu označeny výrony podzemní vody (např. Malin a Edgett, 2000; Mellon a Phillips, 2001; Heldmann et al., 2007), tání sněhu, nebo podpovrchového ledu (např. Christensen, 2003; Dickson, Head, Kreslavsky, 2007), různé mechanismy způsobené skupenskými změnami oxidu uhličitého (např. Musselwhite et al., 2001; Dundas et al., 2015), nebo tok suchého granulovaného materiálu (např. Treiman, 2003; Shinbrot et al., 2004).

Núñez et al. (2016) provedl studii zaměřenou na výskyt fylosilikátů, jílu a jiných hydratovaných minerálů, které indikují výskyt tekoucí vody v jejich bezprostředním okolí.

Díky podrobnému výzkumu pomocí MRO (Mars Reconnaissance Orbiter) a CRISM (Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars) bylo analyzováno přes sto strží vyskytujících se na obou polokoulích Marsu. U několika strží byly nalezeny hydratované minerály, jednalo se však o úlomky velmi starých hornin, které pravděpodobně vznikly před miliardami let, kdy byla voda na povrchu Marsu stabilní. V bezprostřední blízkosti drobných strží nebyly ve většině případů nalezeny žádné z hledaných hydratovaných minerálů. Podle Núñez et al. (2016) se tedy pravděpodobněji jeví teorie vzniku stružek za působení oxidu uhličitého a změn jeho skupenství.



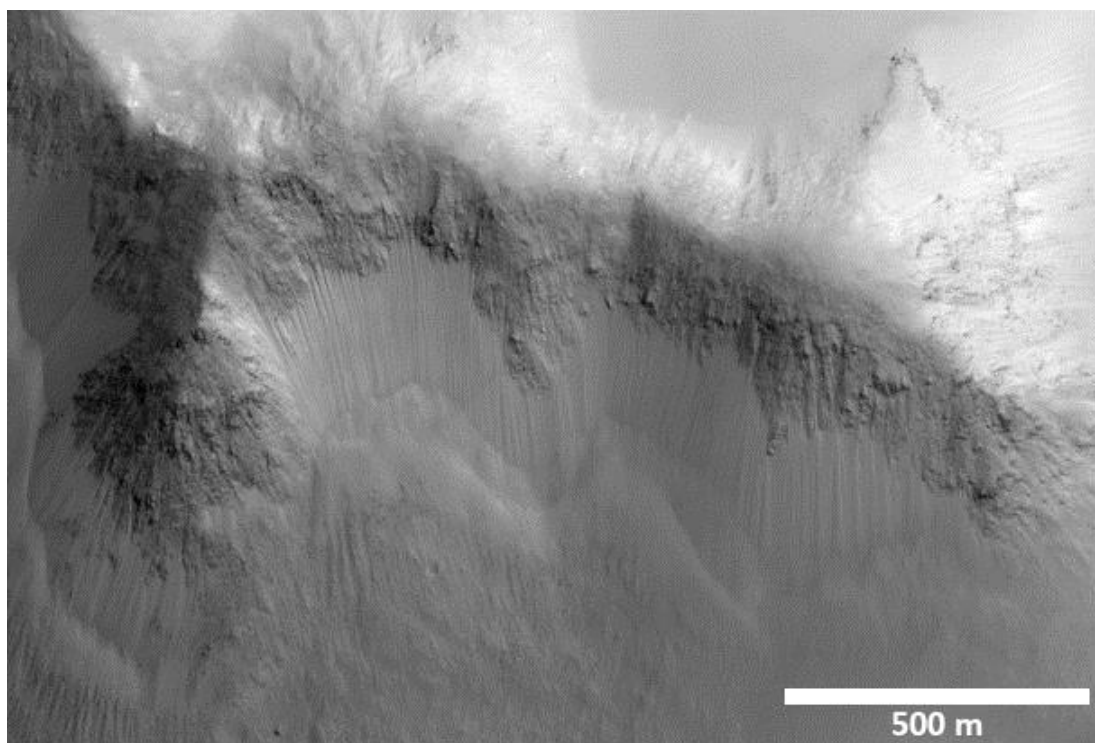
Obrázek 11 – Strže (gullies) (NASA/JPL/Malin Space Science Systems, 2006). Snímek pořídil Mars Global Surveyor (1997-2006) a zachycuje ~ 3 km šířku severozápadního okraje kráteru v oblasti Terra Cimmeria (-32,99° š., 147,75° v. d.). Strže a stružky se vyskytují na obou polokoulích, většinou v oblastech mezi 30° a 50° š. (např. Malin a Edgett, 2000; Dickson, Head, Kreslavsky, 2007; Heldmann et al., 2007). Jejich společným morfologickým rysem je vyklenutá a zbrázděná horní část, koryto a vějíř sedimentů v dolní části.

Recurring slope lineae (RSL)

Diskuzi o výskytu tekoucí vody podobně jako gullies vyvolal objev tzv. opakujících se svahových linií (*recurring slope lineae*), objevených v roce 2011 pomocí snímků z Mars Reconnaissance Orbiter (2005 – současnost). Vznik RSL byl přisuzován výronům podzemní vody (McEwen et al., 2011).

RSL jsou úzké (0,5 – 5 m) tmavé pruhy, jejichž přítomnost je limitována svahy se sklonem větším než 27°. Jejich výskyt postupně narůstá s přicházejícím letním obdobím, v zimě pak zmizí a napřesrok se s přicházejícím létem začnou znovu formovat. Jejich délka přímo úměrně závisí na strmosti svahu, končí v zásadě v místě tzv. úhlu přirozené sklonitosti (NASA, 2017), který udává úhel mezi vodorovnou rovinou a svahem, kdy zrna ještě nesjíždí (Al-Hashemi a Al-Amoudi, 2018).

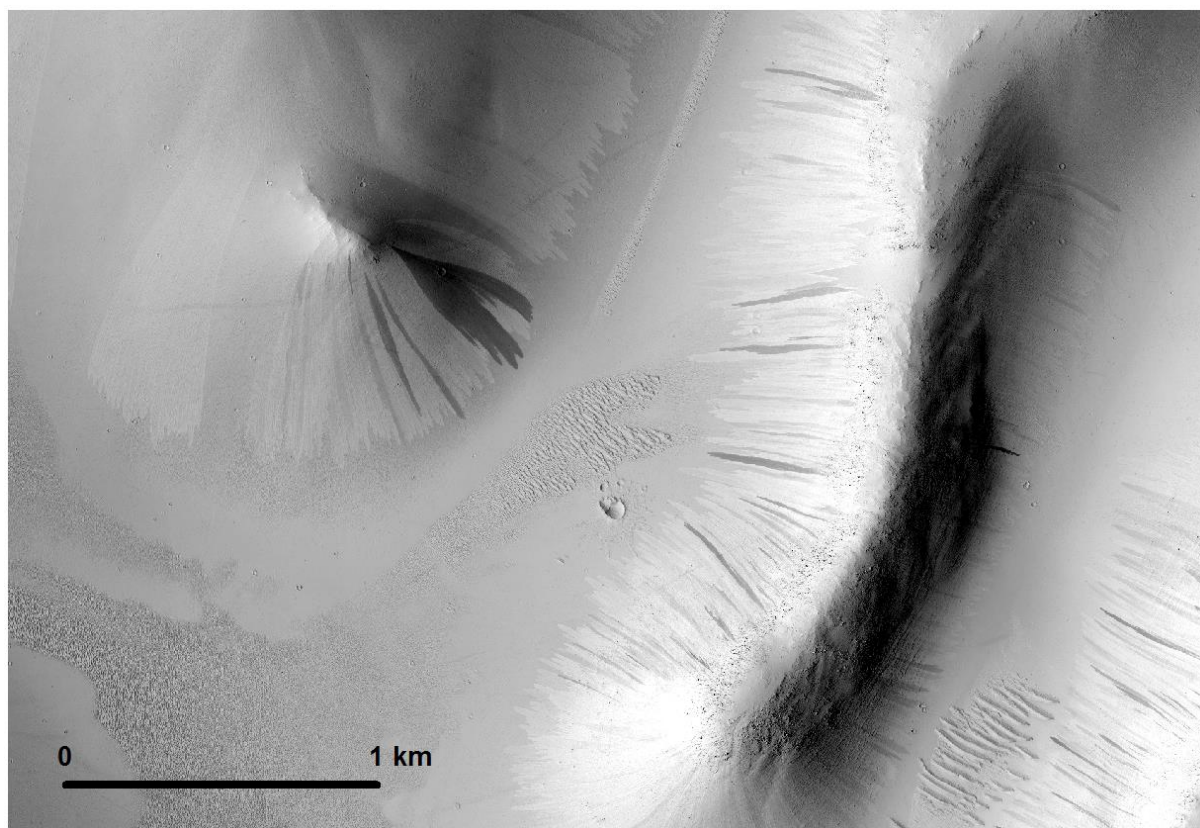
Dundas et al. (2017) přišli s analýzou 151 RSL v deseti různých oblastech Marsu. Příčina vzniku tmavých RSL je přisuzována spíše toku granulovaného materiálu než výronům podzemní vody. Jedním z argumentů je, že tok vzniklý za pomoci tekoucí vody by mohl snadno vzniknout i na méně strmých svazích. Předpokládá se tedy, že RSL vznikají pravděpodobně díky zrnům písku a prachu, na které jsou vázány soli. Na několika místech byl detekován výskyt hydratovaných solí, autoři proto připouští možnost přítomnosti alespoň menšího množství vody. Sezónní změny mohou mít za následek změny hydratace, kdy vodní pára z atmosféry soli hydratuje. Tyto změny mohou být spouštěcím mechanismem pro pohyb zrn a mohou způsobovat tmavnutí. Pokud by vodní pára byla opravdu spouštěčem, nebylo by pak ovšem jasné, proč se RSL objevují pouze na některých svazích. Přesný mechanismus vzniku zatím nebyl vysvětlen, pravděpodobně jde o unikátní úkaz specifického prostředí Marsu.



Obrázek 12 – *Recurring slope lineae (RSL)* – opakující se svahové linie (NASA/JPL/University of Arizona, 2013, upraveno) v kaňonu se svislými stěnami *Juventae Chasma* (-3,41° š., 298,61° v. d.), který je součástí *Valles Marineris*. Snímek pořídil *Mars Reconnaissance Orbiter* pomocí polychromatické kamery *HiRISE* (ESP_030373_1755).

Slope streaks

Tmavé a světlé pruhy na svazích (svahové pruhy), *slope streaks*, se vyskytují zejména v rovníkových oblastech, v oblastech s nízkým tepelným tokem a v prašných regionech Marsu (Bhardwaj et al., 2017). Stejně jako u gullies a RSL není známo, jak vznikají, a stejně jako u předchozích dvou fenoménů existují hypotézy, které přisuzují jejich vznik jak pohybu hmoty, tak přítomnosti vody (Bhardwaj et al., 2017).



Obrázek 13 – *Slope Streaks* – svahové pruhy (NASA/JPL/University of Arizona, 2010). Snímek zachycuje výskyt tmavých i světlých pruhů na svazích v oblasti Terra Sabea (15° š., 42,3° v. d.). Snímek pořídil Mars Reconnaissance Orbiter pomocí polychromatické kamery HiRISE (ESP_019820_1950).

2. 3. 3. Led v současnosti

Mars je jedním z těles Sluneční soustavy, kde se vyskytuje vodní led (Carr, 2006; Barlow, 2008; Garry a Bleacher, 2011). S extraterestrickým ledem se ovšem lze setkat i u jiných těles napříč Sluneční soustavou (Lunar and Planetary Institute, 2018). Na Merkuru nebo na Měsíci se led vyskytuje v permanentně zastíněných pólech (Lunar and Planetary Institute, 2018). Plynní obři disponují velkým množstvím měsíců, na jejichž povrchu lze nalézt vodní i suchý led. U Jupitera se jedná o Europu, Ganymeda a Callisto. Saturnovy prstence jsou složeny z velké části z vodního ledu a většina jeho měsíců (např. Mimas, Tethys, Iapetus, Rhea, Enceladus a Titan) je složena ze směsi ledu a hornin. V neposlední řadě se led vyskytuje na kometách a asteroidech.

V současné době je Mars suchý, chladný a velice bohatý na led, rozprostírající se téměř po celé planetě. Na povrchu se led nachází ve formě polárních čepiček, pod povrchem ve formě permafrostu a v atmosféře v podobě ledových krystalků. U povrchového a atmosférického ledu lze změřit jeho množství. Pokud by led nacházející se v polárních čepičkách a jejich polárních uloženinách roztál, rovnoměrně by pokryl povrch Marsu 30 m vrstvou vody (Carr, 1986 in Feldman et al., 2004; Smith et al., 1999 in Feldman et al., 2004). Voda z atmosféry by vytvořila tenký film na povrchu 10^{-5} m (Jakosky and Farmer, 1982 in Feldman et al., 2004). Množství podpovrchového ledu lze určit jen odhady, nicméně se předpokládá, že je podstatně větší než množství ledu nacházejícího se na povrchu (Carr, 2012).

Na Marsu se lze setkat s ledem dvojího typu - ledem vodním a suchým. Led z oxidu uhličitého, suchý led, v zimních měsících sublimuje na povrch a vytváří tenkou vrstvu ledu. Suchý led také přechází rovnou z pevného skupenství do plynné fáze a způsobuje tak erozi povrchu (NASA, 2018). Polární čepičky jsou tvořeny jejich kombinací. Podpovrchový led je pravděpodobně tvořen pouze ledem vodním.

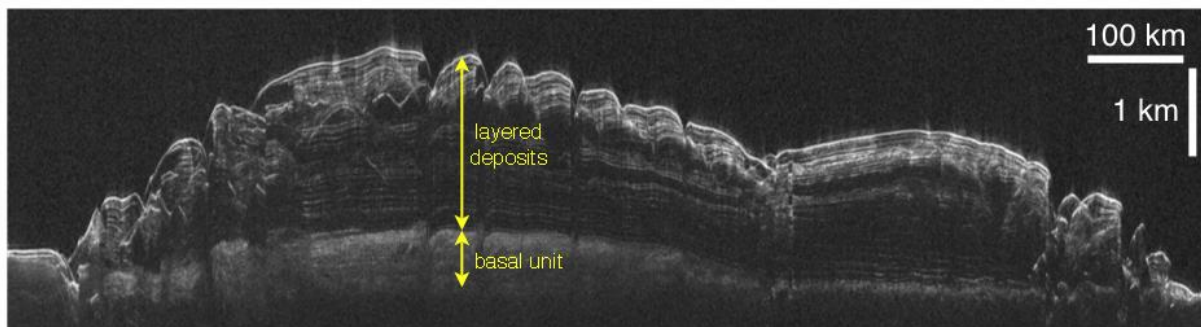
Polární čepičky

Obě polární čepičky vznikly v době pozdního amazonianu, jsou tedy relativně mladé. Bylo nicméně zjištěno, že led severní čepičky je starý 100 tisíc let a je mladší než čepička jižní, která je stará 7-15 milionů let (Fishbaugh a Head, 2001). Důvodem může být období změn ve sklonu rotační osy, kdy pravděpodobně došlo k masivnímu tání severní polární čepičky (Laskar et al., 2004).

Rozměry polárních čepiček oscilují v dlouhodobém i krátkodobém časovém horizontu. V minulosti docházelo kvůli klimatickým změnám (změny složení atmosféry, sklonu rotační osy, aj.) k četným oscilacím rozsahu polárních čepiček (např. Fishbaugh a Head, 2001; Carr, 2006). V dobách extrémních výkyvů sklonu rotační osy mohly polární čepičky i zcela zmizet (Fishbaugh a Head, 2001).

V současnosti dochází k sezónním oscilacím, kdy lze v letním období pozorovat permanentní část polárních čepiček a v zimním období i část sezónní. Permanentní část severní polární čepičky je tvořena pouze vodním ledem, zatímco jižní permanentní čepička je tvořena oběma druhy ledu, kdy se vodní led nachází pod vrstvou ledu suchého. Permanentní čepička dosahuje na severu 80° š., na jihu cca -85° . Sezónní části polárních čepiček jsou tvořeny pouze ledem suchým. Na jihu dosahuje sezónní část z důvodu delšího trvání zimy až -40° š., na severu dosahuje 55° š. (Barlow, 2008; Carr, 2006). Maximální tloušťka sezónní čepičky je na základě měření MOLA (Smith et al., 2001 in Carr, 2006) na severu 1,5 m a na jihu 0,9 m.

Mocnost **polárních vrstvených uloženin**⁴ (obrázek 14 a 15) se na obou pólech pohybuje v rozmezí 2-3 km (Carr, 2006), jejich objem je na severu $1,2 - 1,7 \times 10^6 \text{ km}^3$, na jihu $2 - 3 \times 10^6 \text{ km}^3$ (Zuber et al., 1999 in Carr, 2006; Smith et al. 1999 in Carr, 2006).



Obrázek 14 – Radargram vrstvených uloženin severní polární čepičky z přístroje SHARAD – Mars Reconnaissance Orbiter (NASA/JPL-Caltech/University of Rome/Southwest Research Institute/University of Arizona, 2009). Na snímku je průřez severní polární čepičkou, kde časové prodlevy mezi odrazy rádiových vln odhalují jednotlivé ledové vrstvy. Patrný je překryv polárních vrstvených uloženin (layered deposits) přes základnu polární čepičky (basal unit).

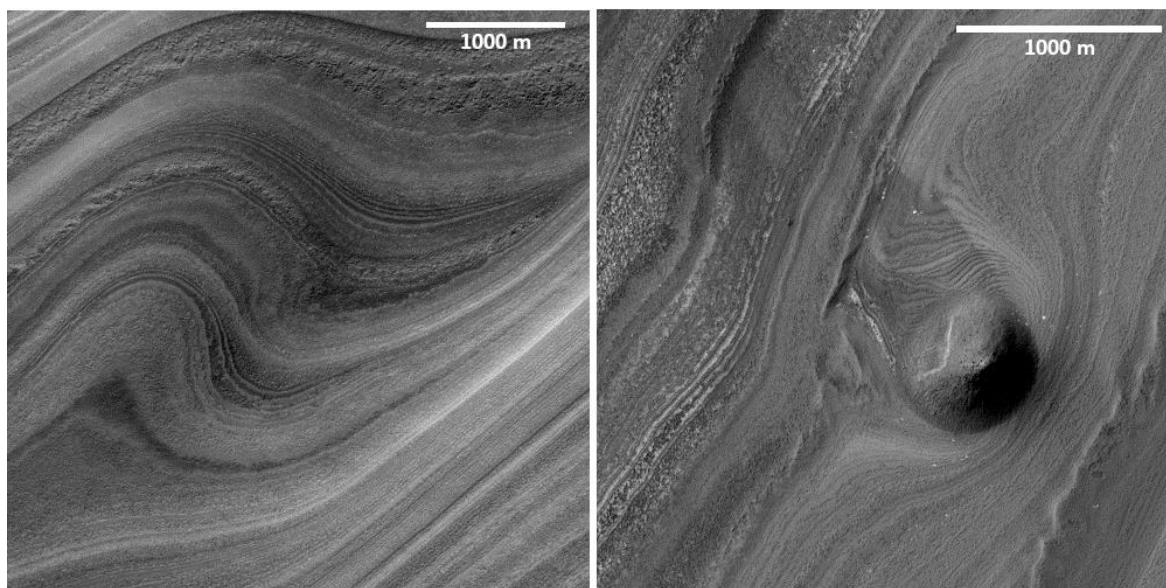
Bezprostřední okolí obou čepiček (obrázek 16) se skládá z míst vyplněných vodním ledem s příměsí prachu (Apu), kde se lokálně nacházejí místa se zmrzlými dunami střídajícími se s vrstvami ledu. Lokálně se u obou čepiček vyskytují krátery po dopadu impaktních struktur (AHi).

Severní čepička je obklopena oblastí polárních dun (IApd) Olympia Undae (OU). Regiony výskytu permafrostu jsou většinou široká a otevřená údolí bez větších topografických překážek (Washburn, 1973). Kvůli proměnlivému větrnému proudění vítr unáší jemné částice na velké vzdálenosti a vytváří tak pestrou paletu eolických tvarů. Z jihu je OU obklopena kryovulkanickou oblastí Scandia Cavi a Tholi (Hpe) významně degradovanou sesuvy a sublimací. Cirkumpolárně je pak obklopena nížinným terénem (IHI), sestávajícím zejména z fluvialních, lakustrinních, marinních a svahových sedimentů, které byly do oblasti transportovány výtokovými koryty (Tanaka et al., 2014). Pod sedimenty se pak nacházejí přemodelované lávové a vulkanoklastické minerály. V oblasti mAl se vyskytují spraše bohaté na led, na povrchu se nachází tvary podobné otisku prstu (tzv. thumbprint terrain), vytvořené periglaciálními procesy (Tanaka et al., 2014).

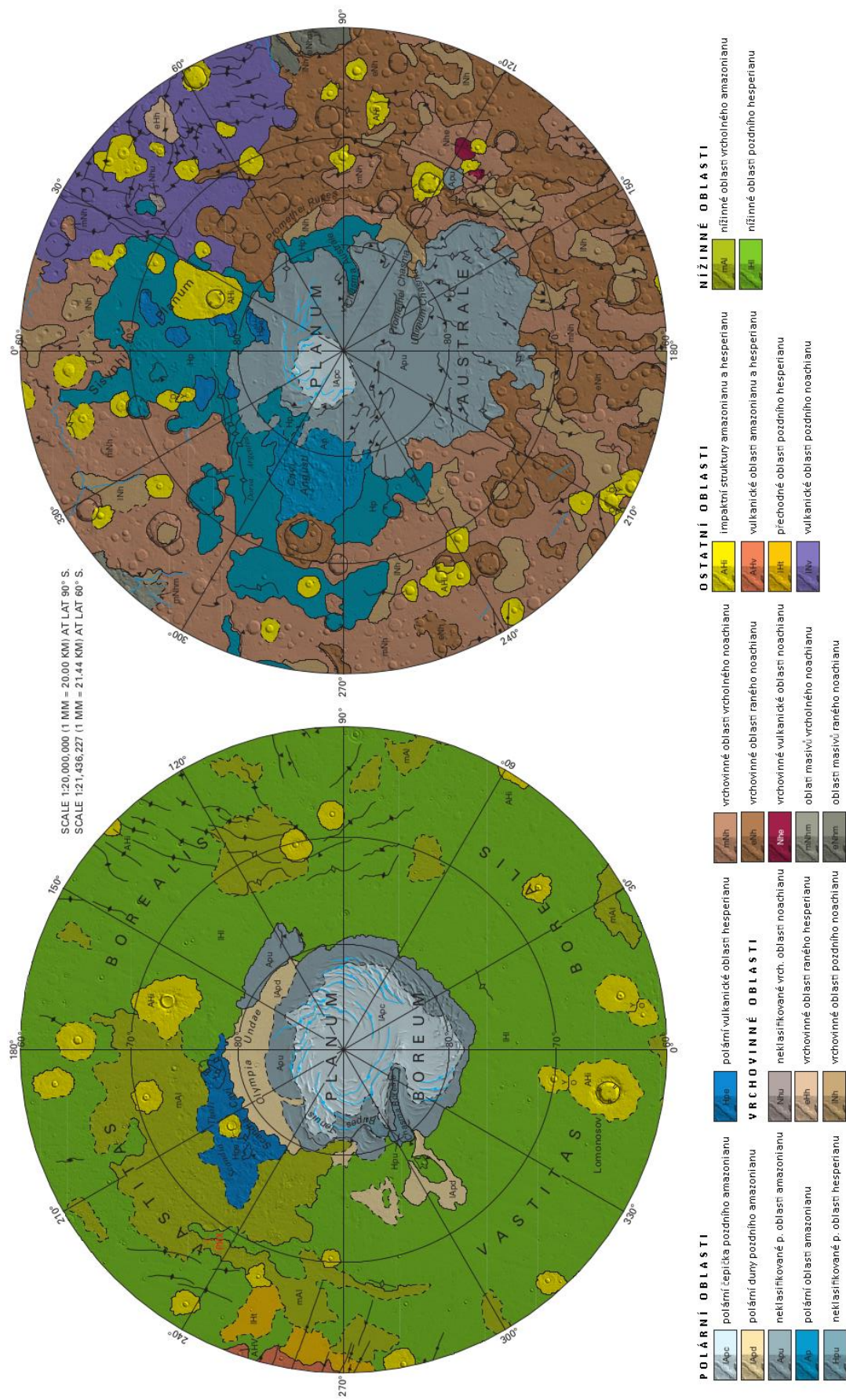
Jižní čepička je cirkumpolárně obklopena vrchovinným reliéfem, který většinou tvoří lehce až silně degradovaný nediferencovaný fluvialní, lakustrinní, impaktní, vulkanický nebo eolický materiál. Oblasti Cavi Angusti (AP) dominuje výskyt vodního ledu s příměsí, prohlubně povrchu v oblasti jsou

⁴ **polární vrstvené uloženiny (polar layered deposits)** = tisíce vrstev ledu s příměsí minerálů, které vytváří záznamy o klimatických cyklech a sezónních změnách klimatu planety (Forget, 2011). Vrstvy se nacházejí v polárních oblastech na obou pólech Marsu. Severní hemisféra disponuje 0,1 My starými sedimenty, jižní pak sedimenty se stářím 10 My (Herkenhoff and Plaut, 2000, in Barlow, 2008). Jedná se o nejmladší odhalené sedimenty povrchu Marsu (Carr, 2006).

pak pravděpodobným projevem termokrasových jevů vzniklých částečně kvůli působení magmatické činnosti. Oblast je pak obklopena ledovými příkrovy pokrytými tenkou vrstvou pyroklastického materiálu přetvořenou periglaciálními procesy (Hp).



Obrázek 15 – Polární vrstvené sedimenty - polar layered deposits (NASA/JPL/University of Arizona, 2008 a 2012, upraveno). Snímky pořídila sonda Mars Reconnaissance Orbiter pomocí polychromatické kamery HiRISE (levý snímek: ESP_027058_2625, pravý snímek: PSP_009855_2625,). Každá vrstva nese informaci o klimatických podmínkách, ve kterých vznikla. Oba snímky zachycují vrstvené sedimenty na severní polokouli. Levý snímek (82,54° š.; 58,62° d.) ukazuje přemodelovanou vrstvu sedimentů do mělkých údolí a hřbetů vytvářející tak vlnitou strukturu. Na pravém snímku (82,54° š.; 58,62° v. d.) lze kromě vrstvených sedimentů vidět i kuželovitý kopeček, který je pokládán za pozůstatek pohřbeného impaktního kráteru.



Obrázek 16 – Okolí polárních oblastí Marsu a jejich geologie v polárním stereografickém zobrazení (Tanaka et al., 2014, upraveno).

Periglaciální reliéf Marsu

Teploty na Marsu se pohybují nízko pod bodem mrazu. Celou planetu v současnosti pokrývá několik kilometrů mocná vrstva permafrostu (Clifford, 1993 in Kreslavsky, Head a Marchant, 2008; Levy, Head a Marchant, 2009). Na Marsu se vyskytují místa, na kterých může za specifických podmínek dojít k tání ledu. Na povrchu tak může na krátkou dobu vzniknout tenká vrstva vody. Jedná se nicméně o tak krátký časový interval (hodiny) a tak malé množství vody (několik mm), že je velice nepravděpodobné, aby docházelo k aktivaci procesů činné vrstvy (Kreslavsky, Head a Marchant, 2008).

V minulosti (před 5-10 miliony lety) se ovšem na povrchu Marsu vyskytovala činná vrstva, která velice dynamicky vytvářela a formovala periglaciální reliéf Marsu. Nasvědčuje tomu vzhled jeho povrchu, který je obrazem pestré palety geomorfologických tvarů (např. Costard et al., 2002; Paige, 2002; Marchant, Head, 2007; Kreslavsky, Head a Marchant, 2008; Levy, Head a Marchant, 2009) a jevů díky ní vzniklé. Na Marsu se vyskytují např. **soliflukční laloky**⁵, **termokrasové jevy**⁶, strukturními půdy včetně mrazových klínů, které jsou nápadně podobné těm pozemským (obrázek 17). Vzhledem k tématu diplomové práce budou posledně jmenovaným věnovány samostatné kapitoly.

Podpovrchové rezervoáry vodíku, které pomáhají identifikovat oblasti bohaté na podpovrchový led, se vyhledávají pomocí neutronových spektrometrů (např. MONS u Mars Odyssey). Stabilita podzemního ledu závisí na teplotě povrchu.

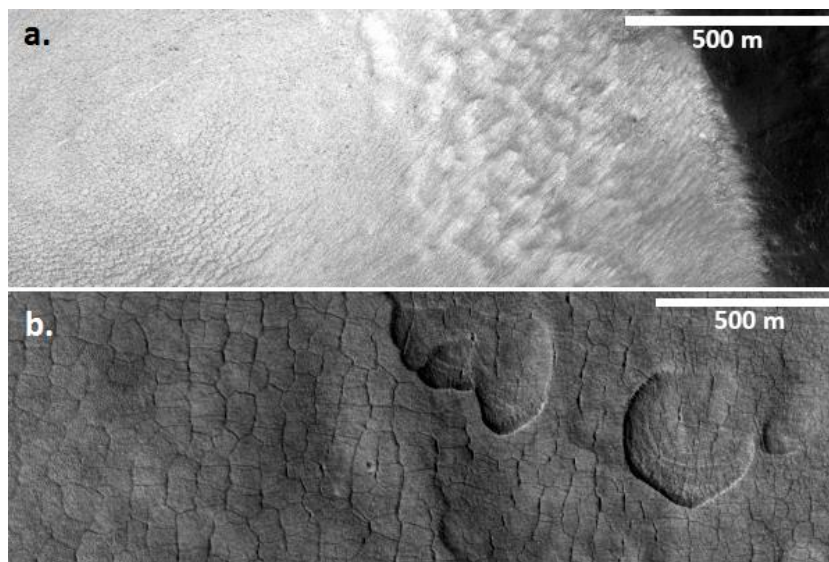
Oblasti s hojným výskytem vodíku se nacházejí v šířkách 50° směrem k oběma pólům (obrázek 18). Obsah vodíku se zde pohybuje v rozmezí od 20 % až 100 % (Feldman et al., 2004). V současných podmínkách nedosáhne led v šířkách 40° a vyšších teploty tání. Voda z atmosféry má v těchto šířkách tendenci přecházet do půdy a tam kondenzovat (Carr, 2006). Podzemní led se v těchto oblastech vyskytuje plošně a je stabilní (Carr, 2006).

Naopak podle Farmer a Doms (1979 in Carr, 2006) se teplota povrchu v šířkách nižších než 40° nachází nad bodem mrazu – podzemní led je v těchto oblastech nestabilní a sublimuje do atmosféry. V oblastech kolem rovníku se nacházejí místa s nižším obsahem vodíku (2 % - 10 %), lokálně lze ovšem nalézt i oblasti s vyšším obsahem (cca 11 %) (Feldman et al., 2004). Podle Mellon a Jakosky (1993) by vodní led neměl být stabilní kolem rovníku až do $\pm 30^\circ$ š. Podpovrchový led se

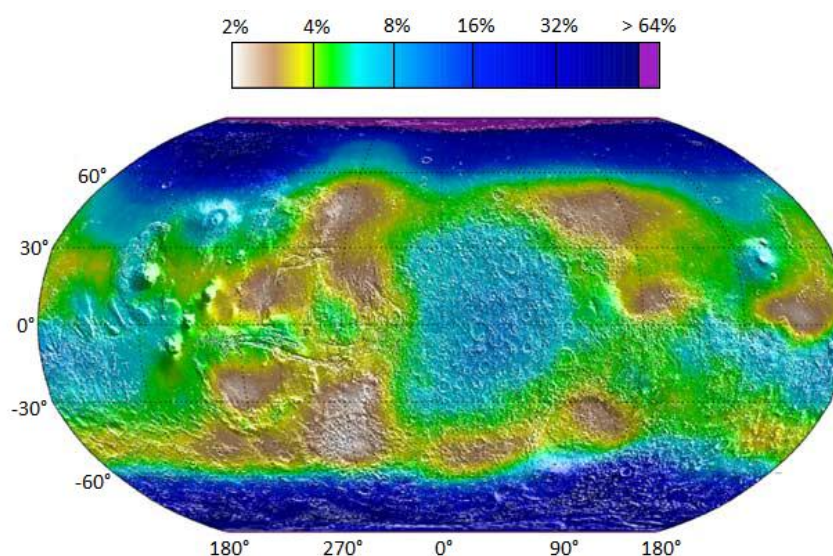
⁵ **soliflukční laloky** = protáhlá tělesa tvořená sedimenty vzniklá pomalým gravitačním pohybem zvodnělého nezmrzlého materiálu po zmrzlém podloží nebo svahu (French, 2007). Soliflukce vyžaduje sezónní tání ledu. Soliflukce patří spolu s geliflukcí a creepem mezi svahové procesy polárních a periglaciálních oblastí. Další jevy spojené se soliflukcí jsou soliflukční terasy a soliflukcí přemístěné bloky.

⁶ **termokrasové jevy** = soubor unikátních jevů spojených s táním podzemního ledu. Postupným jeho odtáváním dochází v důsledku objemových změn k zhroucení, poklesům a erozi povrchu (Washburn, 1973; French, 2007). Mezi termokrasové tvary patří např. alas, bajdžarach, džujodža, khonu a termokar. Na Marsu se vyskytují povrchové deprese vzniklé odtáváním podzemního ledu (Kreslavsky, Head a Marchant, 2008).

v těchto oblastech udrží, pokud je izolovaný od atmosféry vrstvou regolitu, prachu anebo jiných hornin, které jsou schopny zadržet led pod povrchem po relativně dlouhou dobu (Leighton a Murray, 1966 in Mellon a Jakosky, 1993; Carr, 2006). Jedná se např. o oblasti Elysium Planitia, Terra Sabaea, Terra Sirrenum (Carr, 2012). Šířka 30° je tedy kritická pro výskyt podzemního ledu, ve vyšších šířkách se nachází pestrá paleta tvarů dokazující jeho přítomnost, v nižších šířkách jsou tyto morfologické úkazy spíše vzácné.



Obrázek 17 – Periglaciální reliéf Marsu (NASA/JPL/University of Arizona, 2007 a 2012, upraveno). Snímek pořídil Mars Reconnaissance Orbiter pomocí polychromatické kamery HiRISE. Vrchní snímek (ESP_028857_1255) zachycuje část menšího impaktního kráteru (5 km) poblíž Argyre Basin ($-54,25^\circ$ š., $295,22^\circ$ v. d.), jehož okraj je protkán laločnatými strukturami (pravděpodobně soliflukčními laloky) a jeho dno polygonálními strukturami. Dolní snímek (PSP_002070_2250) byl pořízen v oblasti Utopia Planitia ($44,73^\circ$ š., $88,49^\circ$ v. d.) a kromě polygonálních struktur se zde vyskytují tvary, které jsou pravděpodobně výsledkem termokrasových jevů.



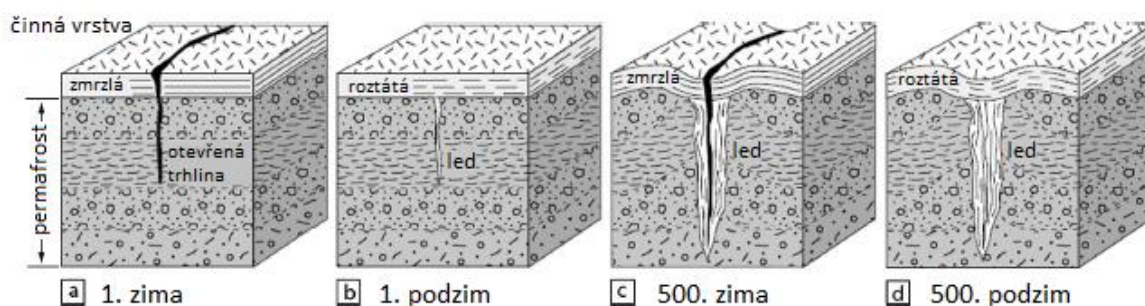
Obrázek 18 – Obsah vody v hydratovaných minerálech na Marsu. Mapa (Robinsonovo zobrazení) je odvozená z dat neutronového spektrometru (Feldman et al., 2004, upraveno).

Klínovité struktury jsou obecně nazývány termínem *thermal contraction crack* (teplotně kontrakční trhliny, resp. mrazové klíny), dále pouze tedy jako mrazové klíny (French, 2007; Levy, Head a Marchant, 2009; Soare, Conway, Dohm, 2014). Tato skupina zahrnuje nejcharakterističtější a nejrozšířenější formy periglaciálního reliéfu. Mrazové klíny mohou být vyplněny ledem nebo půdou, či sedimentem.

Jedná se o skupinu zahrnující (French, 2007):

- *sand wedge* - klíny vyplněné navátými sedimenty a jiným materiálem, nejčastěji hrubozrnným a střednězrnným pískem nebo spraší;
- *soil wedge (zemní klíny)* – klíny vyplněné zeminou, vyskytující se v písčítých hlínách nebo ve štěrcích
- *ice wedge (ledové klíny)* – klíny vyplněné ledem s menší složkou příměsí
- *composite wedge (složený klín)* – kombinace výše zmíněných variant klínů

Zatímco na planetě Zemi převažují spíše polygony ledových klínů (Black, 1976), na Marsu se podle Levy et al. (2009) vyskytují spíše klíny vyplněné pískem (*sand wedge*) nebo sublimační polygony. V diplomové práci bude dále používán pouze termín mrazový klín zahrnující všechny výše uvedené typy klínovitých struktur vyskytujících se na povrchu Marsu.



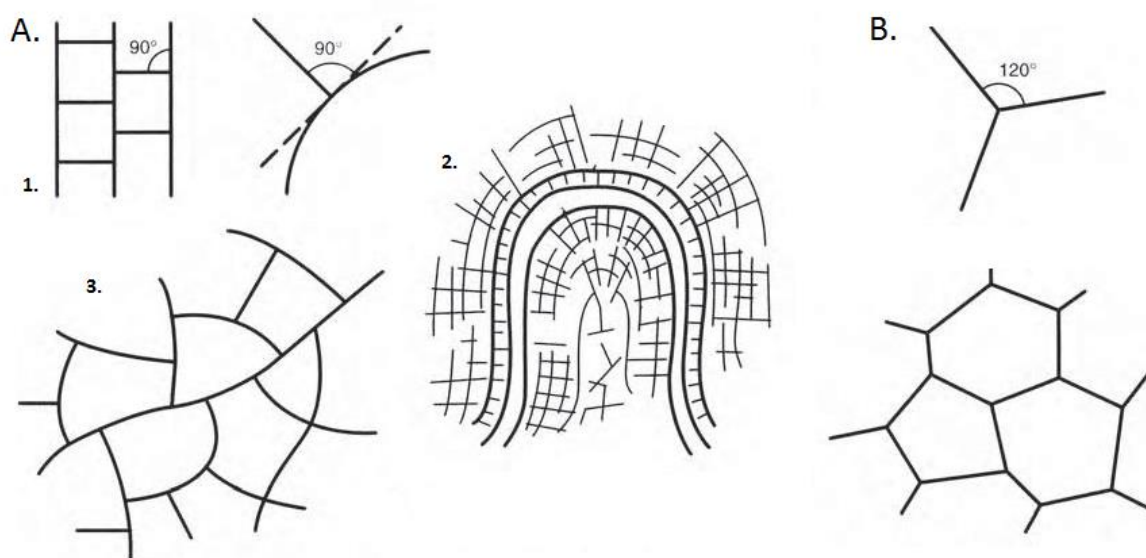
Obrázek 19 – Ideální model vzniku mrazového klínu (Lachenbruch, 1962 in Soare, Conway, Dohm, 2014, upraveno): (a) permafrost ztrácí při rychlém poklesu teploty plasticitu a puká, vznikají tak vzájemně se křížující a protínající kontrakční trhliny; (b) do nichž se při jarním/letním tání dostává tavná voda ze sněhu a půdního ledu, která nemá kam odtéci; (c) při opětovném zmrznutí se objem zvětší a postupně dochází ke vzniku širšího a hlubšího klínu. Vznikne tak ledová žíla a opakovaným procesem pukání – tání – mrznutí dochází k přibývání ledu. Led přibývá rychleji v horní části při povrchu a tím získává typický tvar klínu

Mrazové klíny lze rozdělit do několika skupin, vzhledem k povaze diplomové práce budou podrobněji rozebrány pouze klíny podle aktivity mrazového pukání. **Aktivní mrazový klín (active wedge)** se nachází v podmínkách umožňující vznik kontrakčních trhlin a jejich následné vyplnění tavnou vodou. Jedná se o aktivně se vyvíjející klín v oblastech souvislého permafrostu. U **neaktivního mrazového klínu (inactive wedge)** nedochází k roztátí, ani k dalšímu zvětšování a nárůstu objemu

ledu. Neaktivní klín se podle vývoje klimatu buď opětovně vyvine v klín aktivní (v případě ochlazení), nebo se stane klínem reliktním (v případě oteplení). **Reliktní mrazový klín (relict wedge)** byl svou postupnou degradací vyplněn sedimenty (sekundární výplní).

Výskyt mrazových klínů je bezprostředně vázán na oblasti permafrostu, i když permafrost lze nalézt i bez klínů. Dle French (2007) je lze nalézt na skalním podloží a svažitém terénu, nicméně nejrozšířenější jsou v místech výskytu nezpevněných sedimentů. Nejlépe se formují v prostředí špatně odvodněné tundry, v suchých polárních oblastech naopak nejsou z důvodu malé vlhkosti mrazové klíny dobře vyvinuty (French, 2007). Analýza morfologie klínů tvořících polygony poukazuje na nezbytnost přítomnosti velkého množství ledu při formování TCC. Mrazové klíny vznikly podle Levy, Head a Marchant (2009) v oblastech vyšších marsovských šířek velmi bohatých na led spíše vypadáváním srážek, nežli cyklickou difuzí par do regolithu.

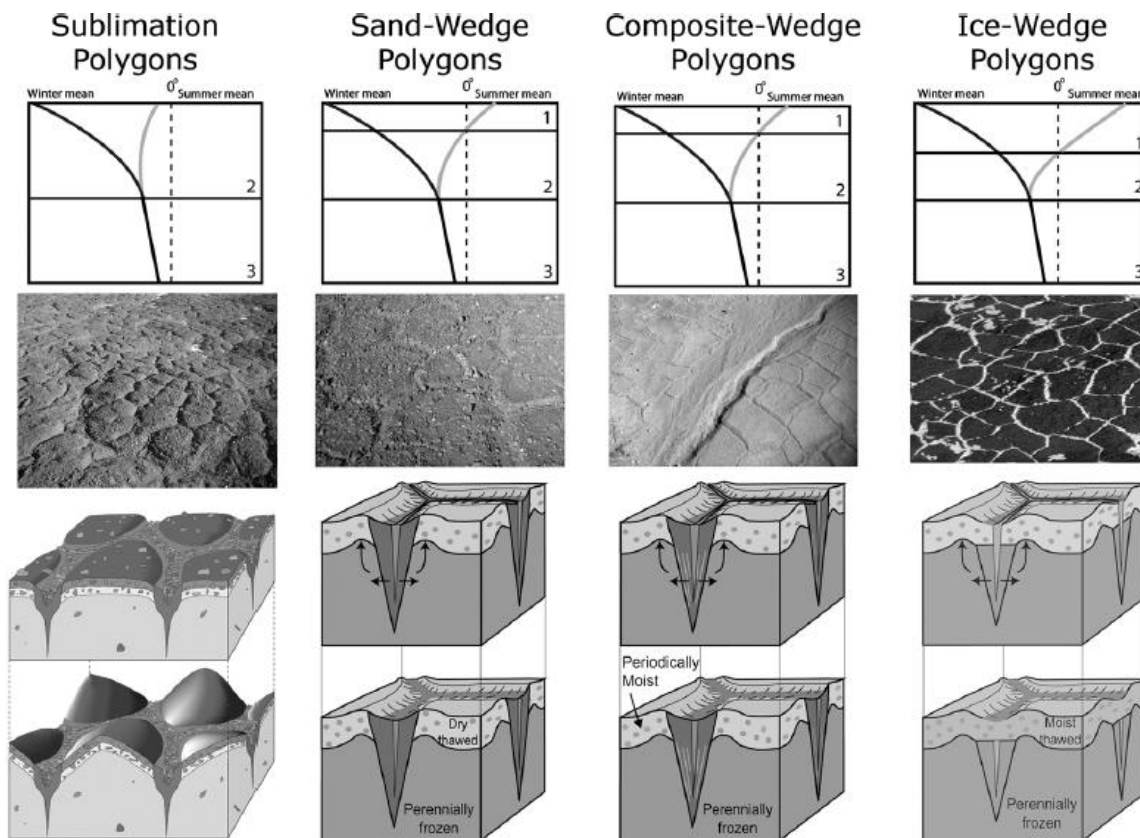
Vzájemně se protínající klínovité struktury vytvářejí na povrchu polygonální sítě nejrůznějších tvarů (obrázek 20). Nejstaršími průkopníky v objevování permafrostu a strukturních půd na povrchu Marsu byly mise Viking 1 a 2.



Obrázek 20 – Typy pozemských polygonálních sítí periglaciálního prostředí (French, 2007, upraveno). A – ortogonální síť (1. s vnitřním úhlem 90° , 2. orientovaná, 3. náhodná); B – hexagonální síť.

Polygony mrazových klínů na povrchu Marsu nejsou starší než několik miliónů let. Výskyt a koncentrace polygonálních sítí mrazových klínů je zcela závislá na marsovské šířce. Souvislý výskyt sítí mrazových klínů je kolem 60° š., nesouvislým se stává v šířkách 30° - 60° š., směrem k rovníku pak úplně mizí (např. Kreslavsky a Head, 2000 in Levy, Head a Marchant, 2009). Výskyt polygonů mrazových klínů je též typický pro dna kráterů ve vyšších šířkách (Kreslavsky, Head a Marchant, 2008).

Některé typy polygonů mrazových klínů nemusí být produktem aktivity činné vrstvy (obrázek 21). Příkladem mohou být sublimační polygony, které se na Marsu označují jako tzv. basketball terrain (Malin a Edgett, 2001). Tento typ polygonů vzniká na Zemi v arktických oblastech a to v substrátu, kde převažuje složka ledu nad složkou sedimentu (Marchant a Head, 2007).



Obrázek 21 – Typy pozemských polygonů termálně kontrakčních trhlin, jejich charakteristický vzhled a vývoj. Horní část: grafy s vertikálními profily teplot (°C) v půdě. Horizont 1 označuje svrchní vrstvu půdy, jedná se o horizont výskytu činné vrstvy, u sublimačních polygonů tato vrstva chybí. Horizont 2 charakterizuje hloubku, kde dochází u podpovrchových materiálů k oscilaci teplot a následnému rozšiřování/smršťování a vzniku polygonů. Horizont 3 označuje zónu, kde teplota začíná s hloubkou růst, teplota 0 °C definuje výskyt báze permafrostu. Snímky pod teplotními profily pocházející z Dry Valleys na Antarktidě ukazují projevy jednotlivých klínovitých struktur, jak se jeví na povrchu. Lokalita je určitou analogií Marsu vzhledem k jejím klimatickým podmínkám a podobným tvarům, které se vyskytují i na povrchu Marsu. Diagramy v dolní polovině obrázku ilustrují vývoj jednotlivých polygonů (Marchant and Head, 2007 in Levy, Head a Marchant, 2009).

Jak již bylo zmíněno, klíny společně s polygony tvoří významný archiv informací. Podle Blacka (1976) narůstá pozemský klín za rok o 0,1 – 20 mm. Polygony mrazových klínů se tedy formují relativně rychle, díky čemuž jsou významným archivem podmínek jejich vzniku. Výskyt zároveň dokazuje existenci permafrostu, a aktivita nadložní činné vrstvy se pak následně promítá do podoby terénu. Jejich hloubka poté napovídá mnoho o tom, zda byly modelovány v prostředí vlhké, nebo suché činné vrstvy, a lze tak mimo jiné definovat vlastnosti podpovrchového ledu (Levy, Head

a Marchant, 2009). Odlišnosti v morfologii indikují změny obsahu ledu v čase, jeho ukládání a přeměny, díky čemuž lze posuzovat vlastnosti klimatu v rozpětí tisíců až miliónů let. U aktivních i neaktivních pozemských mrazových klínů lze najít odpovědi o stavu klimatu v geologicky mladších dobách planety. Stejně tak lze na základě charakteristiky marsovských polygonů aplikovat tyto poznatky ze Země na Mars a zjistit informace o stavu klimatu v pozdním amazonianu. Reliktní klíny jsou dokladem paleoklimatu Marsu.

3. DATA A METODY

3. 1. Zdroje dat

Veškerá data pro zpracování diplomové práce byla pořízena planetární sondou Mars Reconnaissance Orbiter (MRO), jejímž provozovatelem je NASA-JPL (USA). MRO se na oběžné dráze Marsu pohybuje od března roku 2006 a nese několik instrumentů (tabulka 1). Nejdůležitějšími nástroji pro studium povrchu Marsu jsou kamera *HiRISE*, spektrometr *CRISM* a monochromatická kamera CTX. Pro zpracování DP byla použita data z kamery *HiRISE*.

Tabulka 1 – Přístroje Mars Reconnaissance Orbiter (NASA, 2005, upraveno).

M A R S R E C O N N A I S S A N C E O R B I T E R : P Ř Í S T R O J E		
HiRISE	<i>High Resolution Imaging Science Experiment</i>	Polychromatická kamera pracující ve viditelné oblasti spektra s vysokým rozlišením. Pořizuje detailní snímky povrchu Marsu.
CTX	<i>Context Camera</i>	Monochromatická kontextová kamera pořizující snímky větších území, které společně s ostatními instrumenty slouží ke studiu povrchu Marsu (studium sedimentárních vrstev, eolických nánosů, vulkanické činnosti, atd.)
MARCI	<i>Mars Color Imager</i>	Kamera pracující ve viditelné a ultrafialové oblasti spektra, monitorující změny počasí (synoptické snímky oblačnosti, prachové bouře, sezónní změny, změny ozonu).
CRISM	<i>Compact Reconnaissance Imaging Spectrometer for Mars</i>	Spektrometr pracující ve viditelném a blízkém infračerveném spektru. Zjišťuje informace o přítomnosti minerálů obsahujících vodu.
MCS	<i>Mars Climate Sounder</i>	Radiometr určený pro studium atmosféry Marsu (vlhkost, teplota, tlak, obsah prachu).
SHARAD	<i>Shallow Radar</i>	Radar zjišťující informace o přítomnosti podpovrchového ledu, hornin a kapalné vody v hloubkách do 0,5 km.

HiRISE - High Resolution Imaging Science Experiment

Polychromatická kamera pracující ve viditelné oblasti světelného spektra s velice vysokým rozlišením (30 cm/pixel), což z ní dělá kameru se zatím největším rozlišením pro planetární průzkum. HiRISE nese zrcadlo o průměru 0,5 m – největší zrcadlo umístěné na misi do hlubokého vesmíru (tabulka 2). Velikost zrcadla umožňuje pořizovat snímky objektů, které jsou přes 30 cm velké. HiRISE zatím nemá pokrytí celé planety, nicméně v současnosti existuje již více než 60 000 snímků povrchu Marsu. Všechny snímky jsou volně dostupné.

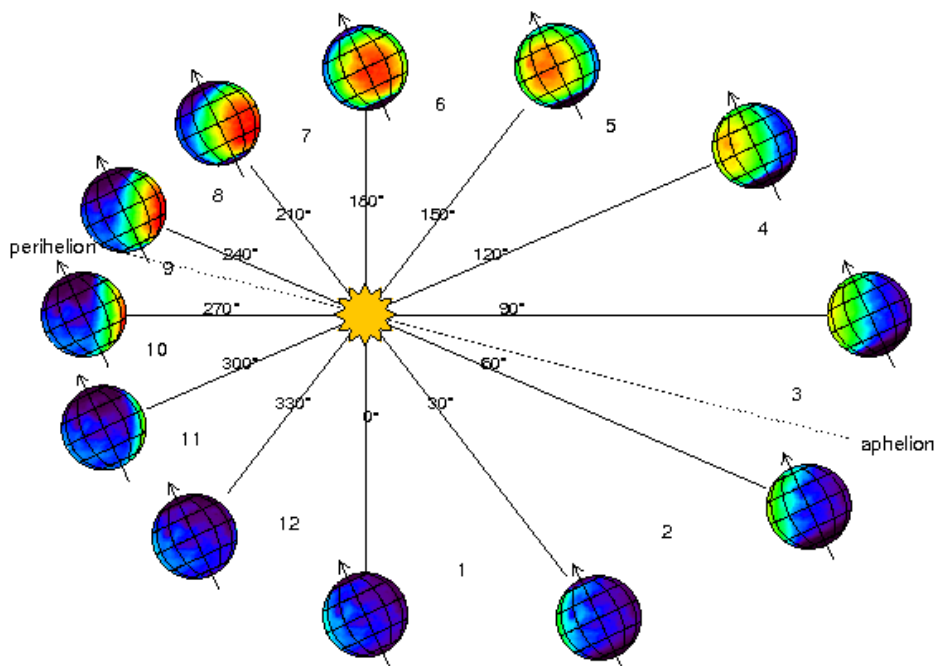
Tabulka 2 – Technické specifikace kamery HiRISE (NASA/JPL/University of Arizona, 2006, upraveno).

P A R A M E T R	V Ý K O N	K O M E N T Á Ř
Vzdálenost vzorku země (<i>Ground Sample Distance - GSD</i>)	30 cm/pixel	Z výšky 300 km
Clona dalekohledu (<i>Telescope aperture</i>)	0.5 m, f/24	Pro rozlišení a poměru signálu k šumu (SNR)
Spektrální pásma (<i>Spectral range</i>)	400 to 600 nm	Blue-Green (BG)
	550 to 850 nm	Red
	800 to 1000 nm	Near infra-red (NIR)
Poměr signálu k šumu (SNR) Blue-Green Red NIR	Obvykle 100:1	Dosaženého časovým zpožděním, zadním ztenčením CCD a 50 cm clonou
	Obvykle 200:1	
	Obvykle 100:1	
Pruh (<i>Swath</i>) Red	>6 km	Z výšky 300 km
Šířka (<i>Width</i>) Blue-Green & NIR	>1.2 km	Z výšky 300 km
Délka pruhu (<i>Swath length</i>)	>2x šířka pruhu	Podél dráhy
Přesnost dat (<i>Data precision</i>)	14 bit A/D	12 - 13 bit použitelné
Komprese dat (<i>Data compression</i>)	Real-time 14 to 8 bit	Tabulka
	Binning až k 16 x 16	Zvětšuje plochu pokrytí
	Beztrátová komprese zapisovače	~2:1
Úložiště dat (<i>Data storage</i>)	28 Gbits	Všechny kanály
Počet pixelů napříč pruhem (<i>Number of pixels across swath</i>)	20,264 Red	Podle pruhu a měřítka pixelu
	4,048 Green and NIR	
Integrace časového zpoždění (<i>TDI line time</i>)	≥76 μsec	S rychlostí pohybu planety
Zorné pole (<i>FOV</i>)	1.14° x 0.18°	
Okamžité zorné pole (<i>IFOV</i>)	1 x 1 μrad	

3. 2. Výběr snímků

Ke zpracování DP byla použita volně dostupná data z kamery HiRISE (dostupné z: <https://hirise-pds.lpl.arizona.edu/PDS/INDEX/>, aktualizované ke 3. 4. 2019). Databáze obsahuje všechny snímky pořízené kamerou HiRISE do 2. 3. 2019. Databáze obsahovala celkem **119 486 snímků** s 53 specifickými údaji ke každému z nich. Vzhledem k množství snímků a informací bylo potřeba definovat kritéria výběru jednotlivých snímků pro zpracování DP:

- I. Z databáze byly vybrány snímky pořízené v CCD filtru **RED**.
- II. Z databáze byly vybrány snímky z fází **PSP** (Primary Science Phase), která trvala 2 roky (2006-2007) a **ESP** (Extended Science Phase) trvající dodnes. Z dat byly odstraněny snímky z fáze Aerobraking (brzdění planetární sondy využívající tření atmosféry planety ke snižování oběžné dráhy) a Transition phase (přechodná fáze).
- III. Z databáze byly vybrány snímky v **Marinově zobrazení** (ekvidistantní válcová projekce). Snímky v Marinově zobrazení jsou pořizovány do 65° šířky na obou polokoulích.
- IV. Z databáze byly vybrány snímky pořízené v **letním období** obou polokoulí, a to z důvodu viditelnosti klínů. V zimním období by mohl být povrch ve vyšších šířkách překryt sezónními polárními čepičkami, nebo sněhovou pokrývkou. Na základě informací maximální a minimální marsové šířky byly snímky vycentrovány (bylo zjištěno, mezi kterými rovnoběžkami se nasnímaný povrch nachází, střed snímku byla polovina vzdálenosti mezi danými hodnotami) a rozděleny na polokoule. Na základě data pořízení a informace o sluneční délce (obrázek 22) byly snímky rozřazeny do ročních období (tabulka 3). Na Marsu se střídají čtyři roční období stejně jako na Zemi, nicméně rok na Marsu trvá 668 solů (687 dní) – roční období jsou tedy na Marsu cca 2x delší.



Obrázek 22 – Marsovská sluneční délka L_s (The Mars Climate Database Projects, 2018). Sluneční délka (solar longitude) je úhel mezi Marsem a Sluncem, $L_s = 0^\circ$ je stanoveno jako jarní rovnodennost na severní polokouli. Letní slunovrat tedy odpovídá $L_s = 90^\circ$, podzimní rovnodennost $L_s = 180^\circ$, zimní slunovrat $L_s = 270^\circ$, afélium $L_s = 70^\circ$, perihélium $L_s = 250^\circ$, začátek sezóny prachových bouří při $L_s = 260^\circ$. **Sezóny severní polokoule:** jaro ($L_s = 0^\circ - 90^\circ$), léto ($L_s = 90^\circ - 180^\circ$), podzim ($L_s = 180^\circ - 270^\circ$), zima ($L_s = 270^\circ - 0^\circ$). **Sezóny jižní polokoule:** jaro ($L_s = 180^\circ - 270^\circ$), léto ($L_s = 270^\circ - 0^\circ$), podzim ($L_s = 0^\circ - 90^\circ$), zima ($L_s = 90^\circ - 180^\circ$). Vzhledem k tomu, že letní slunovrat na severní polokouli je podobný jako afélium planety, je klima severní polokoule mírnější než na jižní polokouli. Jih je typický horkými a krátkými léty a chladnými a dlouhými zimami.

Tabulka 3 – Roční období Marsu v porovnání s daty Země od začátku působení planetární sondy MRO do současnosti (The Mars Climate Database Projects, 2018, upraveno).

Rok	Jarní rovnodennost ($L_s = 0^\circ$)	Letní slunovrat ($L_s = 90^\circ$)	Podzimní rovnodennost ($L_s = 180^\circ$)	Zimní slunovrat ($L_s = 270^\circ$)	Léto severní polokoule ($L_s = 90^\circ - 180^\circ$)	Léto jižní polokoule ($L_s = 270^\circ - 0^\circ$)
27	5.3.2004	20.9.2004	22.3.2005	16.8.2005	20.9.2004 - 22.3.2005	16.8.2005 - 21.1.2006
28	21.1.2006	8.8.2006	7.2.2007	4.7.2007	8.8.2006 - 7.2.2007	4.7.2007 - 9.12.2007
29	9.12.2007	25.6.2008	25.12.2008	21.5.2009	25.6.2008 - 25.12.2008	21.5.2009 - 26.10.2009
30	26.10.2009	13.5.2010	12.11.2010	8.4.2011	13.5.2010 - 12.11.2010	8.4.2011 - 13.9.2011
31	13.9.2011	30.3.2012	29.9.2012	23.2.2013	30.3.2012 - 29.9.2012	23.2.2013 - 31.7.2013
32	31.7.2013	15.2.2014	17.8.2014	11.1.2015	15.2.2014 - 17.8.2014	11.1.2015 - 18.6.2015
33	18.6.2015	3.1.2016	4.7.2016	28.11.2016	3.1.2016 - 4.7.2016	28.11.2016 - 5.5.2017
34	5.5.2017	20.11.2017	22.5.2018	16.10.2018	20.11.2017 - 22.5.2018	16.10.2018 - 23.3.2019

- I. Z databáze byly vybrány pouze snímky s určitou marsovskou šířkou. Vycentrování šířky snímků byly vybrány po **15 stupních** (60°, 45°, 30°, 15°, 0°, -15°, -30°, -45°, -60°). Rozsah marsovských šířek byl z důvodu výskytu snímků rozšířen o 5°. Např. pás 0° představuje pás mezi +2,5° a -2,5° marsovské šířky a tvoří 4,38 % z celkového povrchu Marsu. Dohromady tyto pásy tvoří 30,56 % povrchu Marsu (pás 15° tvoří 4,16 % z celkového povrchu, pás 30° tvoří 3,73 % z celkového povrchu, pás 45° tvoří 3,05 % z celkového povrchu, pás 60° tvoří 2,15 % z celkového povrchu).
- II. Snímky byly poté vybrány ručně dle souřadnic zhruba po **60 stupních** východní délky (0°, 60°, 120°, 180°, 240°, 300°). Rozsah marsovské délky byl z důvodu výskytu snímků rozšířen o 10°. Např. pás 0° představuje pás mezi 365° a 5° východní délky.
- III. Dále byly spočítány délky marsovských rovnoběžek pomocí vzorce $2\pi R \cos \varphi$. Na základě výpočtů poměrů délek bylo potřeba stanovit nejmenší analyzovanou plochu (tj. plochu $\pm 60^\circ$) a z ní dále všechny ostatní plochy. Snímky nezabírají vždy stejnou plochu, bylo tedy potřeba jednotlivé snímky proměřit a upravit jejich počet individuálně každé rovnoběžce, tak aby plochy oblastí zobrazených na snímcích dané rovnoběžky poměrově odpovídaly délce daných rovnoběžek (tabulka 4). K analýze bylo vybráno celkem **64 snímků** o celkové ploše zabírající 4856 km² Marsu (tabulka 5 a 6).

Tabulka 4 – Délky rovnoběžek v poměru, plocha k analýze jednotlivých rovnoběžek a finální počet snímků určených k analýze (hodnoty jsou zaokrouhleny na celá čísla), tak aby byla zachována poměrovost rozloh daných šířkových pásů.

Marsovská šířka [°]	Délka rovnoběžky [km]	Podíl [%]	Plocha [km ²]	Počet snímků
60	10669	7	340	4
45	15089	10	485	5
30	18480	12	583	7
15	20612	14	680	7
0	21339	14	680	8
-15	20612	14	680	11
-30	18480	12	583	10
-45	15089	10	485	8
-60	10669	7	340	4
CELKEM	151039	100	4856	64

- IV. Při výběru snímků byly automaticky vyřazovány ty, u kterých byla prakticky nulová pravděpodobnost výskytu polygonů mrazových klínů (např. vrchol sopky, strmý svah).

Tabulka 5 – Vybrané snímky severní polokoule a rovníkové oblasti.

Marsovská šířka [°]	Marsovská délka [°]	ID snímku	Název snímku	Sluneční délka [°]	Rozlišení [cm/pxl]
59.2	356.3	ESP_019083_2395	Northern plains sample	137	0.25
60	56.4	ESP_027731_2405	Gullies in north mid-latitude crater	130	0.25
59.7	237.7	ESP_037047_2400	Sample of secondary craters	150	0.5
59.5	302.3	PSP_001508_2400	Gullies in crater	139	0.25
45.1	358.5	ESP_035790_2255	Northern plains crater with striated ejecta	103	0.5
45	57.4	ESP_018092_2255	Protonilus region fretted terrain	101	0.25
45	119.2	ESP_027808_2255	Utopia Planitia	133	0.25
45.1	184	ESP_036337_2255	Possible terraced crater in Arcadia Planitia	123	0.25
45	301.8	ESP_037625_2255	Fine-scale network of valleys in Tempe Terra	174	0.5
29.5	0.2	ESP_018371_2100	Layered bedrock on crater floor	111	0.5
30.1	56.6	ESP_036355_2105	Syrtis Major region crater chain	123	0.5
29.7	120.8	PSP_001726_2100	Sample small craters in Utopia Planitia	147	0.25
30.2	177.6	ESP_036100_2105	Bright spot in day and night thermal infrared	114	0.25
29.3	236	ESP_036388_2095	Candidate new impact site	124	0.25
30	297.4	PSP_010422_2105	Sample of possible olivine-rich terrain	143	0.25
30	262.2	ESP_046541_2105	Terrain south of Tantalus Fluctus	178	0.25
15.3	3.8	ESP_035935_1955	Deposit of dark material in west Arabia	108	0.5
15.5	63.6	ESP_054829_1955	Possible sulfate or zeolite-rich terrain in Nilosyrtis region	156	0.5
15	122.5	PSP_008978_1950	Terrain near rayed crater Naryn	90	0.5
14.9	178.6	ESP_045542_1950	Crater in Orcus Patera	137	0.25
15.4	238.9	ESP_028806_1955	Ulysses Fossae	174	0.5
15.1	297.4	ESP_054860_1950	Well-preserved 1 km impact crater	157	0.5
15	42.3	ESP_019820_1950	Light- and dark-toned slope streak	166	0.5
0	2.6	ESP_011290_1800	Fresh crater chain in Meridiani Planum	179	0.25
-1	63	ESP_022773_1790	Interesting crater deposit with possible olivine signature	306	0.25
-0.1	117.1	PSP_006236_1800	Sample east of Amenthes Planum	353	0.25
-0.6	181.8	ESP_049524_1795	Layers exposed on rim of crater in Lucus Planum	319	0.5
0.3	239.6	ESP_045408_1805	Lava flows from Pavonis Mons	132	0.5
-0.5	302.4	PSP_005504_1795	Trough near Juventae Chasma	322	0.25
0	136.2	ESP_032304_1800	Possible Insight mission landing site	337	0.25
0	37.9	ESP_044690_1800	Slope streak monitoring	106	0.25

Tabulka 6 – Vybrané snímky jižní polokoule.

Marsovská šířka [°]	Marsovská délka [°]	ID snímku	Název snímku	Sluneční délka [°]	Rozlišení [cm/pxl]
-14.9	2	ESP_058867_1650	Monitor albedo changes where dust was raised in Viking image 615A74	342	0.5
-14.9	58.1	ESP_058008_1650	Well-exposed breccia in Huygens Crater	304	0.25
-13.8	125	ESP_022362_1660	Tyrrhena Terra crater floor deposit	287	0.5
-15	176.3	ESP_049366_1650	Curved and branched ridge and trough landforms in east Gusev Crater	312	0.5
-14.3	243.4	ESP_031008_1655	Crater on the flank of Arsia Mons	278	0.25
-14.8	303.2	ESP_057656_1650	Capri Chasma	288	0.5
-15	251.6	ESP_058080_1650	Claritas region	308	0.5
-14.8	261.4	ESP_022212_1650	Syria Planum terrain	279	0.5
-14.7	301.6	ESP_041252_1650	Textured and light-toned rock surfaces	343	0.25
-15.3	321.6	ESP_057563_1645	Outflow valley	283	0.5
-15	337.5	ESP_058802_1650	Terrain sample	339	0.5
-28.9	115.1	ESP_030960_1510	Possible olivine and Mg-Fe phyllosilicate-rich ejecta in Hesperia Planum	276	0.25
-29.2	295.7	ESP_013943_1505	Possible phyllosilicates in southern Thaumasia Planum	305	0.25
-29.7	242.1	ESP_058766_1500	Daedalia Planum wind streak monitoring site	338	0.5
-29.8	57.7	ESP_013332_1500	Northwest Hellas region - phyllosilicate possibly serpentine	276	0.5
-30.3	358.3	ESP_031228_1495	Putative chloride-rich terrains	289	0.25
-29.8	322.9	ESP_050442_1500	Floor of Uzboi Vallis	358	0.5
-30.4	134.4	ESP_013883_1495	Possible chloride salts seen in THEMIS data in Terra Cimmeria	302	0.5
-30.1	261.8	ESP_057684_1495	Terrain sample	289	0.5
-31	180.9	ESP_049089_1485	Bedrock on crater floor	300	0.5
-30	97.2	ESP_058679_1500	Ausonia Mensa	334	0.25
-44	176.3	ESP_057674_1355	Crater with rocky walls	289	0.25
-45	302.5	ESP_058843_1345	Secondary crater cluster	341	0.25
-45	242.5	ESP_058832_1345	Secondary crater cluster	341	0.5
-45	57.3	ESP_040971_1345	Terrain in Hellas Planitia	331	0.25
-45.5	226.4	ESP_039844_1340	Ice boundary campaign	279	0.5
-45.3	316.3	PSP_006163_1345	Streamlined features in Hooke Crater	350	0.25
-45.1	118.3	ESP_039993_1345	Terrain in eastern Hellas region	286	0.25
-45.7	1.6	PSP_005146_1340	Looking for gullies	306	0.25
-60.5	304.5	ESP_057643_1190	Recent crater	287	0.5
-60.3	244.4	PSP_005757_1195	High-latitude patterned ground sample	333	0.25
-60.3	61.9	PSP_005289_1195	Dome-like landform inside rim of Barnard Crater near Amphitrites Patera	313	0.25
-61.1	4.7	ESP_023593_1185	Crater with gullied wall in Noachis Terra	342	0.5

3. 3. Zpracování snímků

Všechny vybrané snímky (tabulka x) ve formátu JPEG2000 byly podrobně vizuálně analyzovány pomocí softwaru *HiView* (NASA/JPL/University of Arizona, 2011), který umožňuje jednoduché a rychlé zobrazování snímků formátu JPEG2000. Snímky, na kterých se vyskytovaly polygony mrazových klínů, byly dále zpracovány pomocí programu *ArcMap* (ESRI, 2010). Byla zaznamenána poloha oblastí výskytu polygonů mrazových klínů a ty byly klasifikovány podle kvality polygonální sítě do 5 skupin (tabulka 7). Polygony mrazových klínů se zřetelnou sítí a dostatečným počtem (30-40 polygonů) jednoznačně vymezitelných polygonů (kategorie 1) byly vektorizovány a dále morfometricky analyzovány.

Tabulka 7 – Kategorizace areálů

KATEGORIE	DEFINICE	CHARAKTERISTIKA
1	Jasně viditelný vzorek 30- 40 polygonů	Polygony určené k digitalizaci a morfometrické analýze.
2	Jasně viditelný vzorek < 30 polygonů	Polygony, které jsou úplné a jasně viditelné, nicméně jich není v areálu dostatek pro další morfometrickou analýzu.
3	Špatně čitelné polygony	Nelze přesně digitalizovat - neuzavřené, malé a špatně čitelné polygony.
4	Polygony nejasného původu	Polygony, u kterých nelze určit původ vzniku.
5	Jiné polygony	Nejedná se o polygony mrazových klínů (např. polygonální duny, čeřiny, prach).

3. 3. 1. Zpracování areálů 1. kategorie

U polygonů 1. kategorie byly dále zjišťovány morfometrické (obvod, plocha, délka, šířka a počet stran polygonu) a polohové charakteristiky (marsovská délka a šířka, „nadmořská výška“), informace o jejich nejbližším okolí a oblasti, ve které se nacházejí.

Marsovská délka a šířka byla polygonům přiřazována na základě snímků, ve kterých se polygony nacházely. Jak již bylo zmíněno, marsovská šířka a délka snímku byla vypočtena pomocí maximální a minimální délky/šířky, tzn. snímky byly vycentrovány. Bylo zjištěno, mezi kterými rovnoběžkami/poledníky se nasnímaný povrch nachází, střed snímku byla polovina vzdálenosti těchto hodnot.

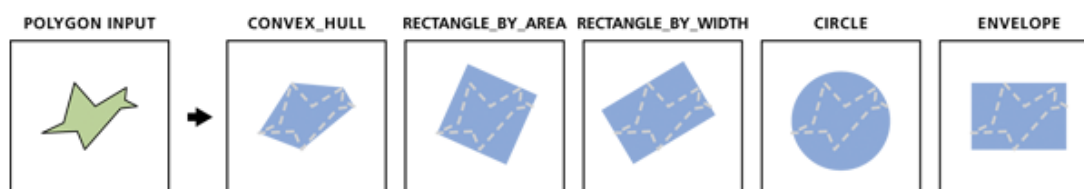
„Nadmořská výška“ polygonů byla zjištěna pomocí digitálního výškového modelu *Mars MGS MOLA Elevation Model 463m* (MOLA Team, 2017). Polygony byly nejdříve převedeny na body (*Polygon to points*), a poté byla pomocí nástroje *Extract Values to Points* každému bodu zastupujícímu polygon přiřazena jeho výška z DEM.

Všechny digitalizované polygony byly zařazeny do **oblastí** a okomentovány z hlediska jejich nejbližšího reliéfu. Zřetel byl brán zejména na to, zda se v jejich blízkosti vyskytuje specifický reliéf, který by mohl mít vliv na jejich formování (např. uvnitř kráteru, v blízkosti gullies, slope streaks, atd., či zda se samotné polygony v tomto specifickém reliéfu nacházejí).

Každému polygonu byl poté přiřazen **unikátní kód** (např. N_60_60_VB_6), a to kvůli následnému statistickému zpracování. Kód nese údaje o tom, na jaké polokouli se polygon nachází (N – sever; E – rovníková oblast; S – jih). Dále nese souřadnice snímku, ve kterém byl polygon vektorizován, zkratku větší oblasti, ve které se nachází (např. Vastitas Borealis – VB) a své unikátní číslo.

Obvod a plocha polygonů byla vypočítána pomocí funkce *Calculate Geometry (Area a Perimeter)* v atributové tabulce vrstvy digitalizovaných polygonů mrazových klínů.

Délka a šířka jednotlivých polygonů mrazových klínů byly zjištěny pomocí nástroje *Minimum Bounding Geometry (MBG)*, kde byl typ geometrie zvolen *Convex Hull* (obrázek 23). Délka polygonu je nejdelší vzdálenost mezi dvěma libovolnými vrcholy polygonu a šířka nejkratší vzdáleností mezi dvěma protilehlými vrcholy polygonů. Tento nástroj byl zvolen na základě obdobných výsledků při porovnání s klasickým manuálním určením délky a šířky vybrané množiny polygonů.



Obrázek 23 – Typy nástrojů Minimum Bounding Geometry pro polygony (ESRI, 2018, upraveno).

Ke zjištění **počtu stran** byl nejprve použit nástroj *Simplify Polygon (Point Remove)*. Algoritmus *Point Remove* ponechává tzv. kritické body zachovávající původní tvar polygonu a ostatní body odstraní. Nástroj bylo nutné použít zejména proto, že při snaze o co nejvěrnější vektorizaci tvaru polygonů mrazových klínů byla jedna strana tvořena mnohdy i několika body zlomu. Tento nástroj tedy zjednodušil obrysy mnohoúhelníků, přičemž zachoval jejich původní tvar. Díky této generalizaci mohl být vypočítán počet stran jednotlivých polygonů tak, aby nedocházelo k nadhodnocení výsledného počtu stran.

Rozdílná velikost polygonů byla důvodem pro rozdílný přístup ke generalizaci tvaru. Plochy polygonů mrazových klínů se pohybovaly v rozmezí od 8 m² – 63 876 m². Bylo tedy zapotřebí polygony před generalizací rozdělit do několika skupin, aby nemohl být počet stran nadhodnocen, či naopak podhodnocen. Pokud by totiž *Simplify Tolerance* byla nastavena u celého vzorku např. na 1,5 m, u skupin nejmenších polygonů by počet stran odpovídal, nicméně s narůstající velikostí polygonu by se tato vzdálenost stávala velice zanedbatelnou, a nedocházelo by tak k prakticky žádné generalizaci polygonu, čímž by počet stran zůstával nadhodnocován. Stejně tak pokud by u celého vzorku byla *Simplify Tolerance* nastavena na 5 m, nejmenší polygony by prakticky přišly o většinu svých stran.

Simplify Tolerance byla tedy u skupiny nejmenších polygonů (plocha < 100 m²) nastavena na 1,5 m. U polygonů větších (v rozmezí 100 m² – 1000 m²) byla nastavena na 5 m. Pomocí *Calculate Geometry* byl pak zadán vzorec ke zjištění počtu vrcholů polygonu. Výsledky obou skupin byly poté ověřeny u několika vybraných vzorků. Hraniční hodnoty byly důkladně překontrolovány, v případě odchylky byly manuálně upraveny v atributové tabulce. U největších polygonů (plocha > 1000 m²) byly strany spočítány manuálně ze snímků z kamery HiRISE.

Orientace polygonu byla vypočítána nástrojem *Polygon Main Angle (Geographic)*, která vypočítává úhly v rozpětí od -90° až 90° ve směru hodinových ručiček, kde 0° je na severu. Poté byly hodnoty přepočítány na azimuty (0° - 360°) a zjištěny směry hlavních os polygonů mrazových klínů (tabulka 8).

Tabulka 8 – Hodnoty úhlů azimutů a jejich směr.

Orientace	S-J	SV-JZ	V-Z	JV-SZ
Azimut [°]	337,6 - 22,5	22,6-67,5	67,6 - 112,5	112,6-157,5
	157,6 - 202,5	202,6 - 247,5	247,6-292,5	292,6-337,5

3. 3. 2. Statistické zpracování získaných dat

Morfometrická (obvod, plocha, délka, šířka a počet stran polygonu) a polohová data (marsovská délka a šířka, „nadmořská výška“) získaná v programu *ArcMap* (ESRI, 2010) byla dále zpracována pomocí programu *Excel* (Microsoft Office, 2010), kde došlo k utřídění dat a vzniku finálních databází. Distribuce areálů polygonů mrazových klínů byla zhodnocena v programu *Excel* (Microsoft Office, 2010). Morfometrické charakteristiky digitalizovaných polygonů mrazových klínů kategorie 1 byly dále zpracovány pomocí programu *Statistica 13.4* (TIBCO, 2018), kde došlo hned k několika statistickým analýzám dat.

U spojitých veličin (obvod, plocha, délka polygonu, šířka polygonu a „nadmořská výška“) bylo provedeno testování na normalitu rozdělení pomocí histogramu a Shapirova-Wilkova (S-W) testu. Všechna data kromě „nadmořské výšky“ byly na základě histogramů šikmé zleva. Hodnoty S-W testu (tabulka 9) pohybující se od 0,3378 (plocha polygonů) do 0,5941 (délka polygonů) pak potvrdily, že data zkoumaných charakteristik nemají normální rozdělení. „Nadmořská výška“ vykazuje na základě S-W testu relativně normální rozdělení (0,8568), nicméně tvar histogramu je dvojvrcholový.

Tabulka 9 – Hodnoty Shapirova-Wilkova (S-W) testu spojitých veličin

PROMĚNNÉ	Obvod	Plocha	Šířka polygonu	Délka polygonu	"Nadmořská výška"
HODNOTY S-W TESTU	0,5886	0,3378	0,577	0,5941	0,8568

Meloun a Militký (2002) uvádí, že pokud se jedná o zešikmená rozdělení, lze použít jednoduché robustní techniky, výhodné je ovšem hledat transformaci. Vzhledem k robustnosti použitých statistických metod (jednocestná analýza rozptylu ANOVA a Pearsonova korelace) nebyla data zkoumaných charakteristik transformována.

U spojitých veličin byl zjištěn vztah pomocí *korelační matice (Pearsonův korelační koeficient)*. Pearsonův korelační koeficient byl testován t-testem, korelace jsou významné při hladině významnosti $p = 0,05$. Mezi veličinami (např. mezi šířkou polygonů a vzdáleností od rovníku, mezi plochou a marsovskou šířkou) byl poté zjišťován vztah pomocí *jednocestné analýzy rozptylu (ANOVA)*. Hladina významnosti byla stejně jako u Pearsonova korelačního koeficientu $p = 0,05$, ANOVA byla testována F testem. Na základě grafického porovnání mezitřídního rozdělení hodnot pro dané charakteristiky byl prováděn Fisherův LSD post-hoc test. Ten ověřoval, zda soubory dat vykazují přibližně stejný rozptyl sledované charakteristiky.

4. VÝSLEDKY

4. 1. Distribuce areálů polygonů mrazových klínů

Areály všech kategorií polygonů mrazových klínů se vyskytovaly na 47 snímcích (73,4 % z celkových 64 hodnocených snímků; tabulka 10 a 11), a to s celkovým počtem 258 areálů zabírajících plochu 1184 km² (24,4 % z celkové plochy). Do celkového souhrnu byly zařazeny i kategorie 4 a 5, nicméně dále budou pouze stručně shrnuty a v dalších kapitolách již budou vyřazeny z analýz.

Tabulka 10 – Přehled snímků severní polokoule a rovníkové oblasti, ve kterých byly nalezeny areály polygonů mrazových klínů, jejich počet a plocha.

Marsovská šířka [°]	Marsovská délka [°]	ID snímku	Kategorie areálů	Počet areálů	Plocha areálů [km ²]
60	56.4	ESP_027731_2405	1, 2, 3	3	58
59.7	237.7	ESP_037047_2400	3	1	155.8
59.5	302.3	PSP_001508_2400	1, 3	8	39.4
59.2	356.3	ESP_019083_2395	1, 3	6	43.8
45.1	358.5	ESP_035790_2255	3, 4, 5	15	54.1
45.1	184	ESP_036337_2255	1	1	72.1
45	301.8	ESP_037625_2255	3	19	7.5
45	57.4	ESP_018092_2255	1, 3	5	72
45	119.2	ESP_027808_2255	1, 3	3	81.6
30.2	177.6	ESP_036100_2105	5	10	0.1
30.1	56.6	ESP_036355_2105	3	6	9.4
30	297.4	PSP_010422_2105	5	1	0.01
30	262.2	ESP_046541_2105	3	1	53.3
29.7	120.8	PSP_001726_2100	3	1	0.02
29.5	0.2	ESP_018371_2100	1, 2, 3, 4, 5	13	8.9
15.1	297.4	ESP_054860_1950	5	2	0.3
15	42.3	ESP_019820_1950	1, 3	4	26.6
15	122.5	PSP_008978_1950	5	2	0.3
14.9	178.6	ESP_045542_1950	5	11	3.9
0	37.9	ESP_044690_1800	2	6	1.1
0	2.6	ESP_011290_1800	5	22	0.4
-1	63	ESP_022773_1790	1	1	1.2

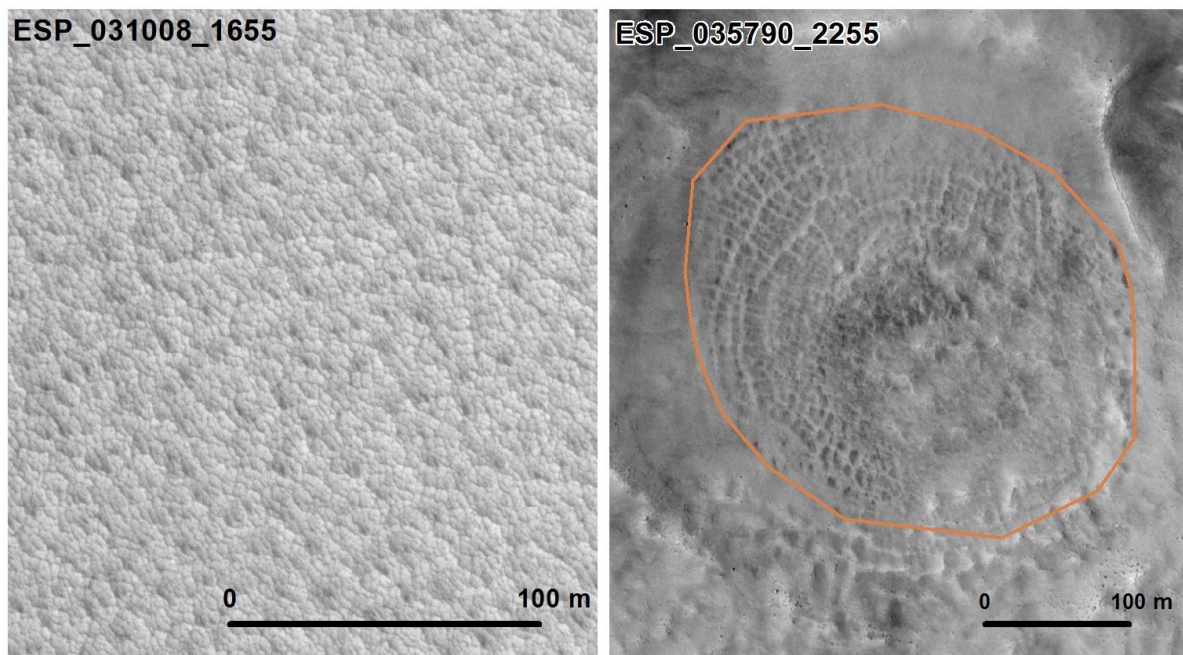
Tabulka 11 – Přehled snímků jižní polokoule, ve kterých byly nalezeny areály, jejich počet a plocha.

Marsovská šířka [°]	Marsovská délka [°]	ID snímku	Kategorie areálů	Počet areálů	Plocha areálů [km ²]
-13.8	125	ESP_022362_1660	1, 2, 3, 4, 5	15	27.1
-14.3	243.4	ESP_031008_1655	4	1	29
-14.8	303.2	ESP_057656_1650	5	4	0.5
-14.7	301.6	ESP_041252_1650	3, 5	17	0.6
-14.9	58.1	ESP_058008_1650	1	1	0.3
-14.9	2	ESP_058867_1650	1	1	64.8
-28.9	115.1	ESP_030960_1510	5	1	0.2
-29.2	295.7	ESP_013943_1505	1, 2, 3	5	31.7
-29.8	57.7	ESP_013332_1500	3, 4	3	0.6
-30	97.2	ESP_058679_1500	3	4	0.2
-29.8	322.9	ESP_050442_1500	5	1	0.2
-30.4	134.4	ESP_013883_1495	3	2	0.4
-30.1	261.8	ESP_057684_1495	3	2	3.4
-30.3	358.3	ESP_031228_1495	3	2	2.6
-31	180.9	ESP_049089_1485	3	3	9.3
-45	242.5	ESP_058832_1345	4	17	1.4
-45	57.3	ESP_040971_1345	2, 4	2	0.2
-45.5	226.4	ESP_039844_1340	3	1	0.1
-45.3	316.3	PSP_006163_1345	3	10	4
-45.1	118.3	ESP_039993_1345	1, 3	5	19.6
-45.7	1.6	PSP_005146_1340	3	13	7.5
-60.3	244.4	PSP_005757_1195	3	1	88.8
-60.3	61.9	PSP_005289_1195	1	1	75.3
-60.5	304.5	ESP_057643_1190	1, 3	2	51.4
-61.1	4.7	ESP_023593_1185	1, 4	3	74.7

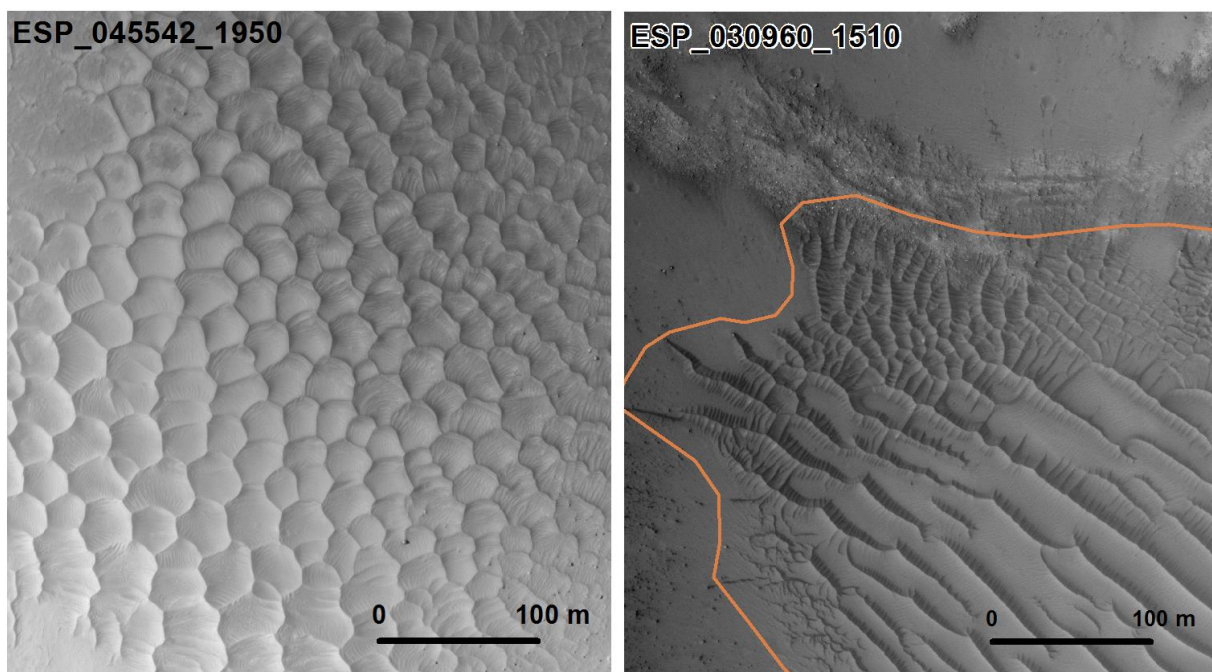
U polygonů **kategorie 4** nebyl jistý jejich původ (obrázek 24). Areálů této kategorie bylo nalezeno celkem 36 s celkovou rozlohou 34,4 km². Polygony kategorie 4 se vyskytovaly spíše na jižní polokouli (91,3 % z celkové plochy kategorie 4) ve všech šířkách. Většina těchto areálů se nacházela v oblastech poklesů povrchu nápadně se podobající termokrasovému reliéfu (obrázek 17). Je tedy možné, že byly spojené s podzemním ledem a že se mohlo jednat o polygony mrazových klínů. Jejich vzhled byl ovšem natolik odlišný od ostatních polygonů, že již nebyly řazeny do dalších analýz.

Areály **kategorie 5** pak zahrnovaly všechny polygony, které na první pohled působily jako polygony mrazových klínů, nicméně po podrobnější studii těchto tvarů (na základě literatury a jiných snímků) bylo zjištěno, že za jejich vznikem je jiný geomorfologický činitel – vítr (obrázek 25). Hřbety dun se místy na povrchu Marsu propojují, a tvoří tak polygonální duny (Hayward et al., 2007, NASA/JPL/University of Arizona, 2013). Kategorie 5 se objevuje v 76 areálech na 13 snímcích s celkovou rozlohou 30,9 km². Polygonální duny se nacházely většinou na dnech kráterů (63 %), nebo v mělkých prohloubeninách povrchu (37 %). Nejvíce polygonálních dun bylo nalezeno v pásu od +30°

do -30° (98 %). Pouze jeden areál se nacházel na $+45^\circ$ a v nejvyšších šířkách nebyl nalezen jediný areál.



Obrázek 24 – Příklady reliéfu zařazených do kategorie 4 (NASA/JPL/University of Arizona, 2013/2014, upraveno). Snímky pořídil Mars Reconnaissance Orbiter pomocí polychromatické kamery HiRISE. Oranžová čára znázorňuje hranici areálu. Snímek napravo připomíná termokrasový reliéf.



Obrázek 25 – Příklady reliéfu zařazených do kategorie 5 (NASA/JPL/University of Arizona, 2013/2016, upraveno). Snímky pořídil Mars Reconnaissance Orbiter pomocí polychromatické kamery HiRISE. Oba dva snímky znázorňují polygonální duny nalezené uvnitř kráterů. Oranžová čára znázorňuje hranici areálu.

Rozložení areálů bylo dále charakterizováno pouze pomocí kategorií 1-3 (tabulka 12), protože se u nich s největší pravděpodobností jedná o hledané polygony mrazových klínů. Kategorie 1 - 3 se nacházejí dohromady na 36 snímcích s rozlohou 1118,24 km². Je ovšem nutné zmínit, že areály neměly mnohdy jasně viditelné hranice. Nejrozlehlejší kategorií je kategorie 1 určená k digitalizaci – tvoří necelých 57 % z celkové plochy kategorií 1-3 (634,3 km²). Kategorie 2 nezaujímá ani 1 % z celkové plochy kategorií 1-3 (1,7 km²), kategorie 3 je druhá nejvíce zastoupená se 43 % plochy kategorií 1-3 (482,3 km²).

Nejmenším areálem je areál kategorie 3 s plochou zabírající 0,0073 km² a nacházející se uprostřed malého kráteru (-45,7° š., 1,6° v. d.). Největším areálem je též areál kategorie 3 zabírající plochu 155,8 km² (59,7° š., 237,7° v. d.), areál pokrývá celý snímek. Průměrná velikost areálů kategorií 1-3 je 5,2 km², medián 0,14 km². Areálů větších než průměr (> 5,2 km²) je celkem 23 a téměř polovina (47,8 %) se jich nachází v pásích ±60°. V oblastech ±45° se pak nachází celkem 26 % největších areálů, 17,4 % se jich pak nachází v pásích ±30° a zbytek se nachází v oblastech ±15°. Na rovníku se nenachází žádný větší areál.

Největší plocha areálů polygonů mrazových klínů kategorií 1-3 se nacházela očekávaně na rovnoběžkách ±60° - společně tvoří 52,5 % celého vzorku (tabulka 13). Dalším velmi silně zastoupeným pásem, co se plochy týče, je rovnoběžka 45°. Nejvyšší šířky ±60° a rovnoběžka 45° společně tvoří necelých 81 % plochy celého vzorku. Zbylé rovnoběžky jsou již zastoupeny slaběji.

Co se týče úhlové vzdálenosti od rovníku (tabulka 14) opět dominují vyšší marsovské šířky (45° a 60°), přičemž celkový procentuální podíl ploch areálů se očekávaně zvyšuje od rovníku k pólu.

Tabulka 12 – Plocha kategorií 1-3 v jednotlivých snímcích.

Marsovská šířka [°]	Marsovská délka [°]	ID snímku	Kategorie 1 [km ²]	Kategorie 2 [km ²]	Kategorie 3 [km ²]	Plocha kategorií 1-3 [km ²]
60	56.4	ESP_027731_2405	31.75	0.03	26.26	58.03
59.7	237.7	ESP_037047_2400	0	0	155.8	155.8
59.5	302.3	PSP_001508_2400	29.36	0	10.08	39.44
59.2	356.3	ESP_019083_2395	7.23	0	36.6	43.82
45.1	358.5	ESP_035790_2255	0	0	52.89	52.89
45.1	184	ESP_036337_2255	72.14	0	0	72.14
45	301.8	ESP_037625_2255	0	0	7.53	7.53
45	57.4	ESP_018092_2255	68.19	0	3.83	72.02
45	119.2	ESP_027808_2255	80.19	0	1.41	81.6
30.1	56.6	ESP_036355_2105	0	0	9.44	9.44
30	262.2	ESP_046541_2105	0	0	53.34	53.34
29.7	120.8	PSP_001726_2100	0	0	0.02	0.02
29.5	0.2	ESP_018371_2100	3.37	0.3	2.11	5.78
15	42.3	ESP_019820_1950	26.26	0	0.37	26.62
0	37.9	ESP_044690_1800	0	1.15	0	1.15
-1	63	ESP_022773_1790	1.19	0	0	1.19
-13.8	125	ESP_022362_1660	1.51	0.02	1.37	2.9
-14.9	58.1	ESP_058008_1650	0.3	0	0	0.3
-14.7	301.6	ESP_041252_1650	0	0	0.26	0.26
-14.9	2	ESP_058867_1650	64.82	0	0	64.82
-29.2	295.7	ESP_013943_1505	31.37	0.02	0.28	31.67
-29.8	57.7	ESP_013332_1500	0	0	0.04	0.04
-30	97.2	ESP_058679_1500	0	0	0.17	0.17
-30.4	134.4	ESP_013883_1495	0	0	0.4	0.4
-30.1	261.8	ESP_057684_1495	0	0	3.41	3.41
-30.3	358.3	ESP_031228_1495	0	0	2.62	2.62
-31	180.9	ESP_049089_1485	0	0	9.31	9.31
-45	57.3	ESP_040971_1345	0	0.13	0	0.13
-45.5	226.4	ESP_039844_1340	0	0	0.14	0.14
-45.3	316.3	PSP_006163_1345	0	0	3.96	3.96
-45.1	118.3	ESP_039993_1345	18.53	0	1.03	19.56
-45.7	1.6	PSP_005146_1340	0	0	7.52	7.52
-60.3	244.4	PSP_005757_1195	0	0	88.83	88.83
-60.3	61.9	PSP_005289_1195	75.34	0	0	75.34
-60.5	304.5	ESP_057643_1190	50.25	0	1.13	51.38
-61.1	4.7	ESP_023593_1185	72.48	0	2.19	74.67
		PLOCHA CELKEM [km²]	634.26	1.65	482.32	1118.24
		PODÍL [%]	56.72	0.15	43.13	100

Tabulka 13 – Podíl ploch kategorií 1-3 v jednotlivých marsovských šířkách.

Marsovská šířka [°]	Kategorie 1 [km ²]	Podíl kategorie 1 [%]	Kategorie 2 [km ²]	Podíl kategorie 2 [%]	Kategorie 3 [km ²]	Podíl kategorie 3 [%]	Plocha kategorií 1-3 [km ²]	Podíl kategorií 1-3 [%]
60	68.33	10.77	0.03	1.68	228.73	47.42	297.09	26.57
45	220.52	34.77	0	0	65.65	13.61	286.18	25.59
30	3	0.53	0.3	18.35	64.91	13.46	68.58	6.13
15	26.26	4.14	0	0	0.37	0.08	26.62	2.38
0	1.19	0.19	1.15	69.46	0	0	2.34	0.21
-15	66.62	10.5	0.02	1.44	1.64	0.34	68.28	6.11
-30	31.37	4.95	0.02	1.31	16.22	3.36	47.61	4.26
-45	19	2.92	0.13	7.77	12.65	2.62	31.31	2.80
-60	198	31.23	0	0	92.15	19.11	290.22	25.95
CELKEM	634.26	100	1.65	100	482.32	100	1118.24	100

Tabulka 14 – Podíl ploch kategorií 1-3 a vzdálenost od rovníku.

Marsovská šířka [°]	Kategorie 1 [km ²]	Podíl kategorie 1 [%]	Kategorie 2 [km ²]	Podíl kategorie 2 [%]	Kategorie 3 [km ²]	Podíl kategorie 3 [%]	Plocha kategorií 1-3 [km ²]	Podíl kategorií 1-3 [%]
60	266.4	42.00	0.03	1.68	320.88	66.53	587.31	52.52
45	239.06	37.69	0.13	7.77	78.3	16.23	317.49	28.39
30	34.74	5.48	0.32	19.65	81.13	16.82	116.2	10.39
15	92.88	14.64	0	1.44	2	0.42	94.9	8.49
0	1.19	0.19	1.15	69.46	0	0	2.34	0.21
CELKEM	634.26	100	1.65	100	482.32	100.00	1118.24	100

4. 1. 1. Areály sítí mrazových klínů kategorie 1

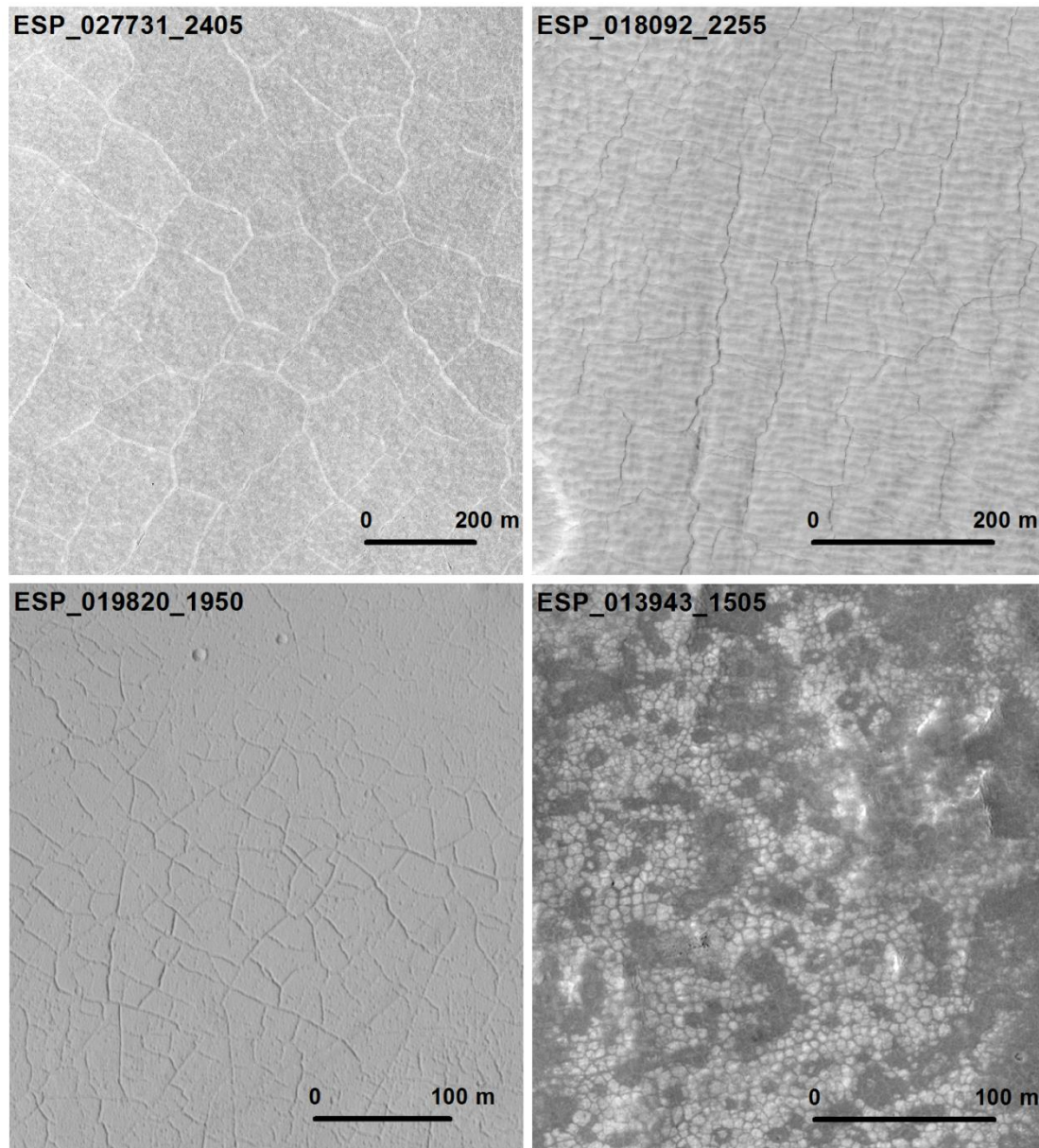
Jedná se o jediné areály, které byly digitalizovány a dále morfometricky porovnávány (obrázek 26). Areálů této kategorie bylo nalezeno celkem 23 o celkové ploše 634,3 km². Plošně se jedná o největší kategorii, která byla nalezena na celkem 17 snímcích (obrázek 27).

Nejmenším areálem kategorie 1 je areál s plochou 0,3 km² nacházejícím se v kráteru Huygens (-14,9° š., 58,1 v. d.). Největším areálem je areál zabírající plochu 75,3 km² (-60,3° š., 61,9° v. d.), areál pokrývá celý snímek. Průměrná velikost areálu této kategorie je 27,6 km², medián 18,5 km². Areálů větších než průměr (> 27,6 km²) je celkem 9 a více jak polovina (55,5 %) se jich nachází v pásích ±60°. V pásu 45° se jich nachází celkem 33,3 %, zbytek se nachází v oblasti -15°. Na rovníku a v pásu ±30° se nenachází žádný větší areál.

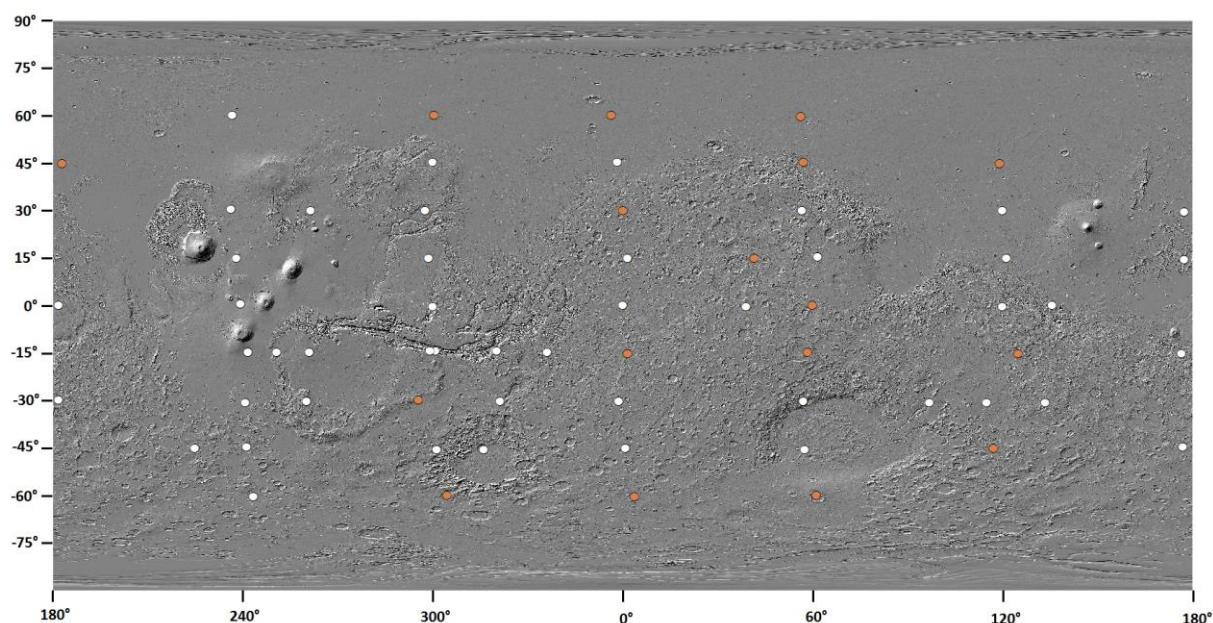
Areály polygonů mrazových klínů kategorie 1 se nejvíce vyskytují ve vyšších marsovských šířkách a nejméně na rovníku, přičemž většina plochy kategorie 1 (77,8 %) je soustředěna do pásů ±60° a 45° (tabulka 13). V pásu -15° se hned ve třech snímcích nacházejí obrovské areály polygonů mrazových klínů kategorie 1, které zabírají 10,5 % celkové plochy kategorie 1.

Vzhledem k úhlové vzdálenosti od rovníku (tabulka 14) je největší plocha kategorie 1 soustředěna do oblasti 45° a 60°. Nejméně polygonů mrazových klínů bylo nalezeno v pásích 30°.

Kategorii 1 bude dále věnovaná kapitola 4. 2. Morfometrické charakteristiky digitalizovaných polygonů mrazových klínů kategorie 1.



Obrázek 26 – Příklady polygonů zařazených do areálů kategorie 1 (NASA/JPL/University of Arizona, 2009/2010/2012, upraveno). Snímky pořídil Mars Reconnaissance Orbiter pomocí polychromatické kamery HiRISE.



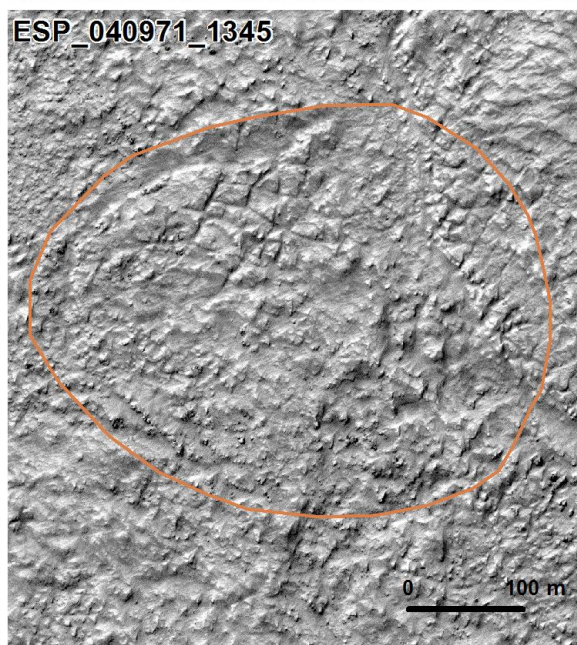
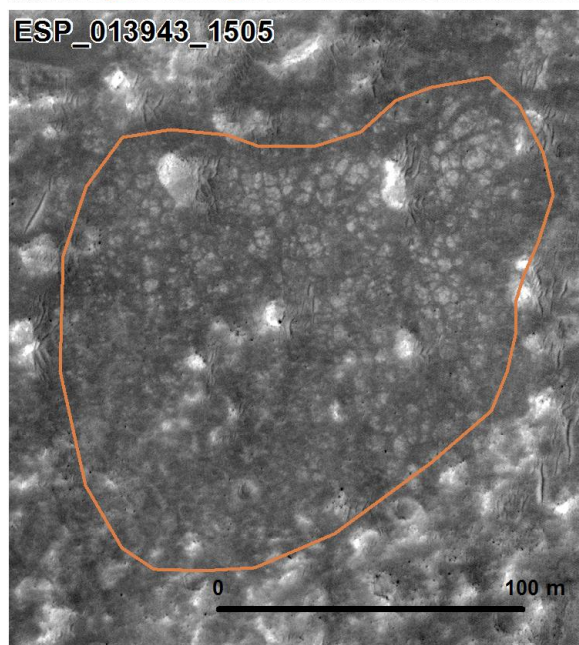
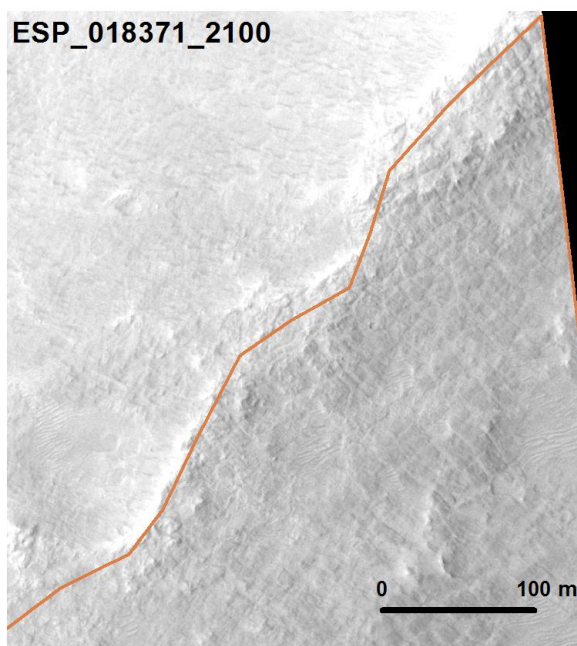
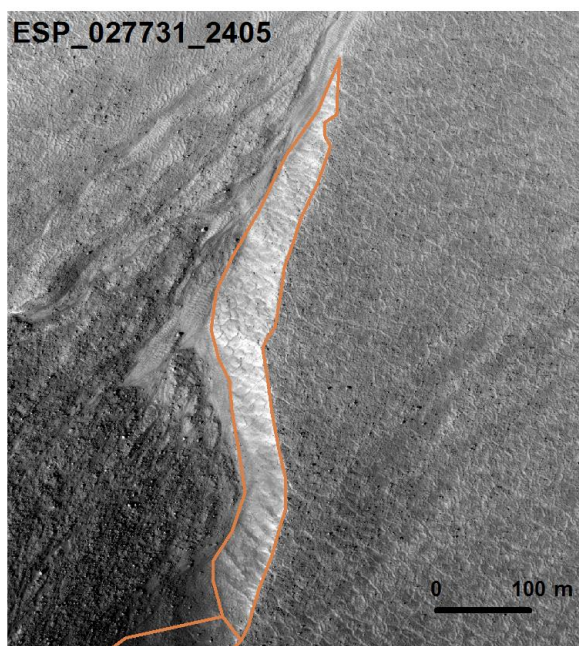
Obrázek 27 – Mapa rozložení areálů sítí mrazových klínů kategorie 1. Oranžový kroužek označuje přítomnost areálů dané kategorie ve snímku, bílý kroužek jejich nepřítomnost (podkladem je výškový model Mars MGS MOLA Elevation Model 463m).

4. 1. 2. Areály sítí mrazových klínů kategorie 2

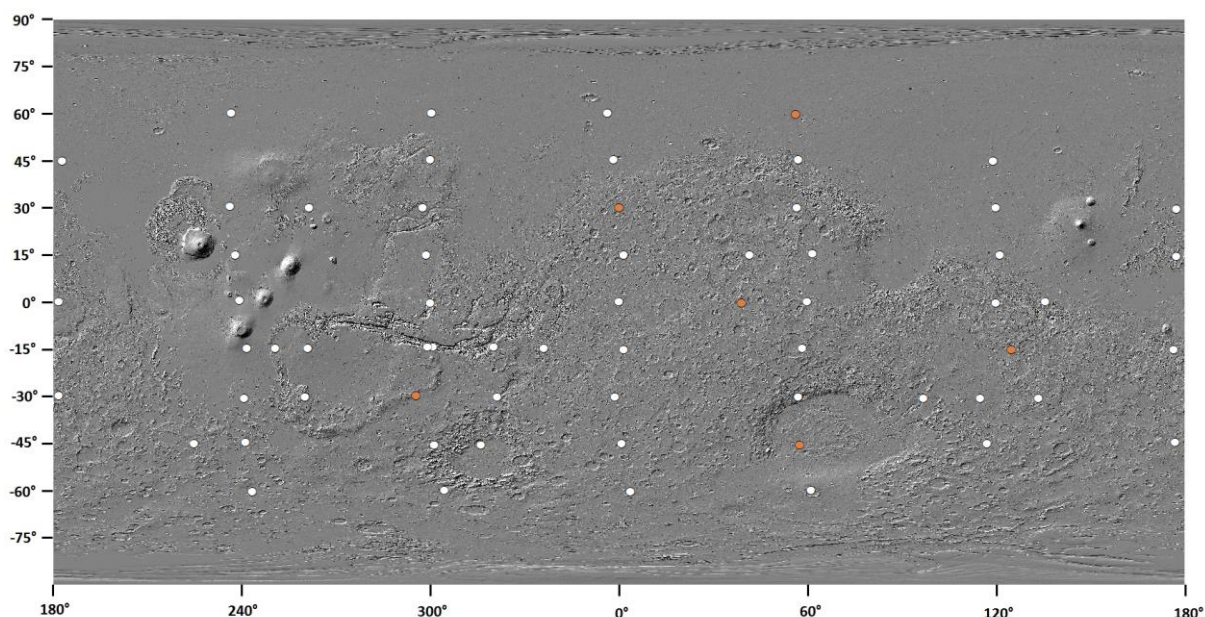
Areály této kategorie sice obsahovaly polygony mrazových klínů, nicméně jejich počet byl menší než 30, což byl minimální požadovaný počet pro následnou digitalizaci (obrázek 28). Tato kategorie se objevila celkem na 6 snímcích s celkovým počtem 11 areálů a s celkovou rozlohou 1,7 km².

Nejmenším areálem kategorie 2 je areál s plochou 0,02 km² (-29,2° š., 295,7° v. d.). Největším je areál zabírající plochu 0,38 km² (0° š., 37,9° v. d.). Průměrná velikost areálu této kategorie je 0,15 km², medián 0,13 km². Areálů větších než průměr (> 0,15 km²) je celkem 5 a většina se nachází na rovníku v blízkosti tzv. slope streaks (svažujících se tmavých a světlých pruhů). Zbytek se nachází v pásu 30°. V ostatních pásích se nenachází žádný větší areál.

Největší plocha této kategorie se nachází na rovníku (69,5 %; tabulka 13 a 14), ovšem vzhledem k tomu, že se jedná se o nejslaběji zastoupený areál v celém analyzovaném vzorku, co se rozlohy a výskytu týče, nelze u něj definovat jakýkoliv trend (obrázek 29).



Obrázek 28 – Příklad polygonů zařazených do areálů kategorie 2 (NASA/JPL/University of Arizona, 2009/2010/2012/2015, upraveno). Snímky pořídil Mars Reconnaissance Orbiter pomocí polychromatické kamery HiRISE. Oranžová čára znázorňuje hranici areálu.



Obrázek 29 – Mapa rozložení areálů sítí mrazových klínů kategorie 2. Oranžový kroužek označuje přítomnost areálů dané kategorie ve snímku, bílý kroužek jejich nepřítomnost (podkladem je výškový model Mars MGS MOLA Elevation Model 463m).

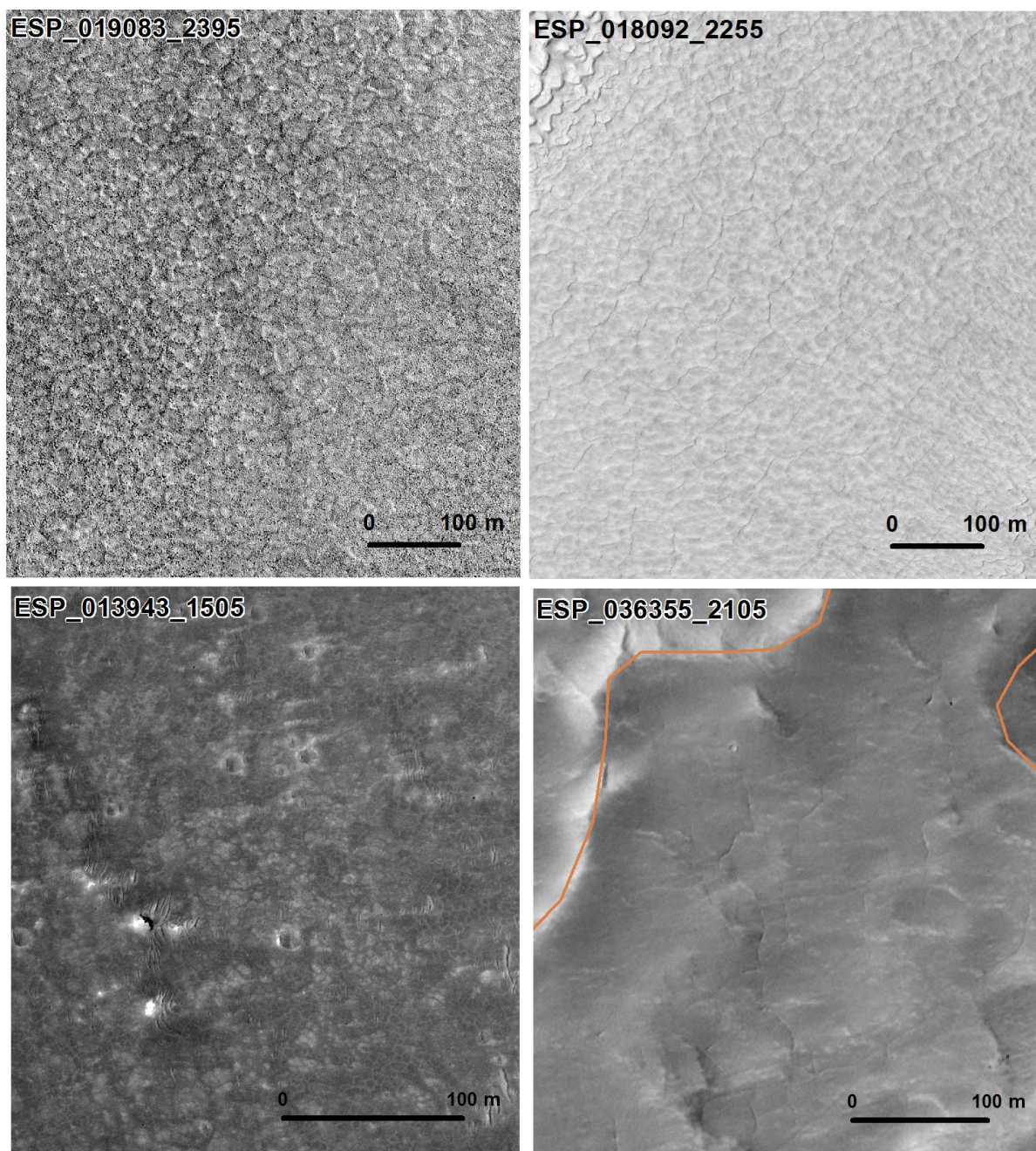
4. 1. 3. Areály sítí mrazových klínů kategorie 3

Tato kategorie zahrnuje polygony mrazových klínů, u kterých nelze přesně vymezit okraje jednotlivých polygonů. Jednalo se zejména o polygony neuzavřené, příliš malé a velice špatně čitelné (obrázek 30). Jedná se o druhou nejrozlehlejší kategorii po kategorii 1. Její rozloha činí 482,3 km², zastupuje jí celkem 112 areálů nacházejících se na 29 snímcích (obrázek 31).

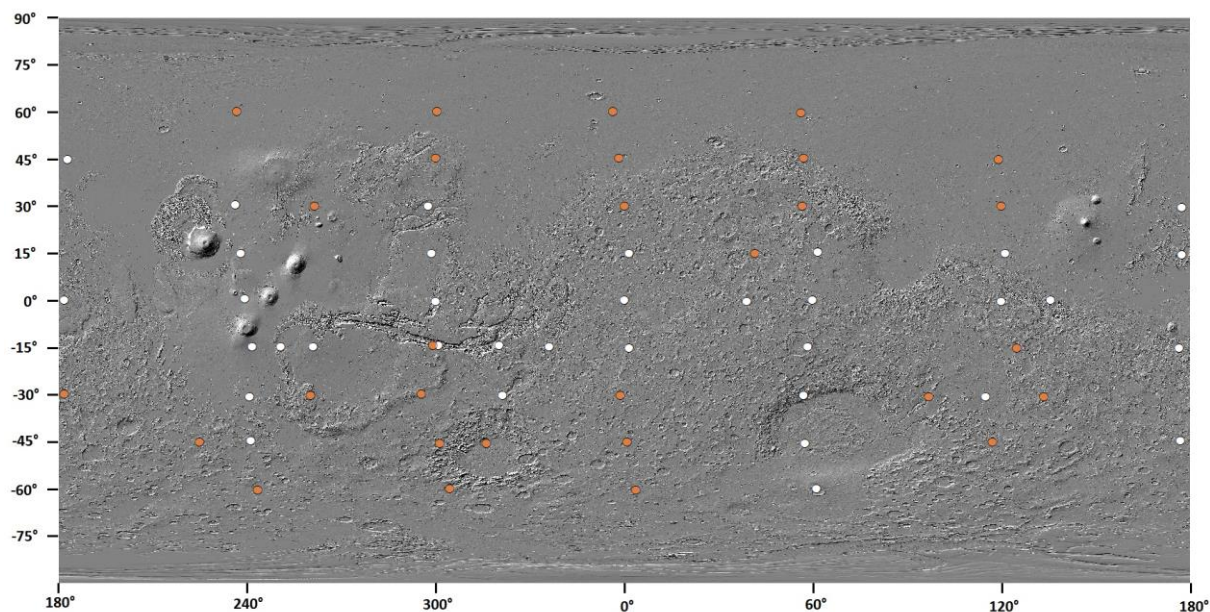
Nejmenším areálem kategorie 3 je areál s plochou 0,0073 km² nacházející se uprostřed malého kráteru (-45,7° š., 1,6° v. d.). Největším areálem je areál zabírající plochu 155,8 km² (59,7° š., 237,7° v. d.), areál pokrývá celý snímek. Průměrná velikost areálu této kategorie je 4,3 km², medián 0,2 km². Areálů větších než průměr (> 4,3 km²) je celkem 10 a více jak polovina (60 %) se jich nachází v pásích ±60°. V pásích ±30° se jich nachází celkem 30 %, zbytek se nachází v oblasti 45°. Na rovníku se nenachází žádný větší areál.

Podle tabulky 13 výrazně dominuje této kategorii rovnoběžka 60°. Na jižní polokouli je v oblasti -60° druhé největší zastoupení této kategorie. Nejvyšší šířky dohromady zabírají 66,5 % celkové plochy kategorie 3. Výrazněji se ještě nachází v oblastech 45° a 30° - celkem 27 % plochy. Zbylé rovnoběžky jsou již zastoupeny slaběji a na rovníku se nenachází dokonce žádný areál kategorie 3.

Co se týče úhlové vzdálenosti od rovníku (tabulka 14) opět dominují u celkového podílu vyšší šířky. Celkový procentuální podíl ploch areálů se ovšem nezvětšuje rovnoměrně směrem k pólům, výrazně zaostává pás rovnoběžek ±45°.



Obrázek 30 – Příklady polygonů zařazených do areálů kategorie 3 (NASA/JPL/University of Arizona, 2009/2010/2014, upraveno). Snímky pořídil Mars Reconnaissance Orbiter pomocí polychromatické kamery HiRISE. Oranžová čára znázorňuje hranici areálu.



Obrázek 31 – Mapa rozložení areálů sítí mrazových klínů kategorie 3. Oranžový kroužek označuje přítomnost areálů dané kategorie ve snímku, bílý kroužek jejich nepřítomnost (podkladem je výškový model Mars MGS MOLA Elevation Model 463m).

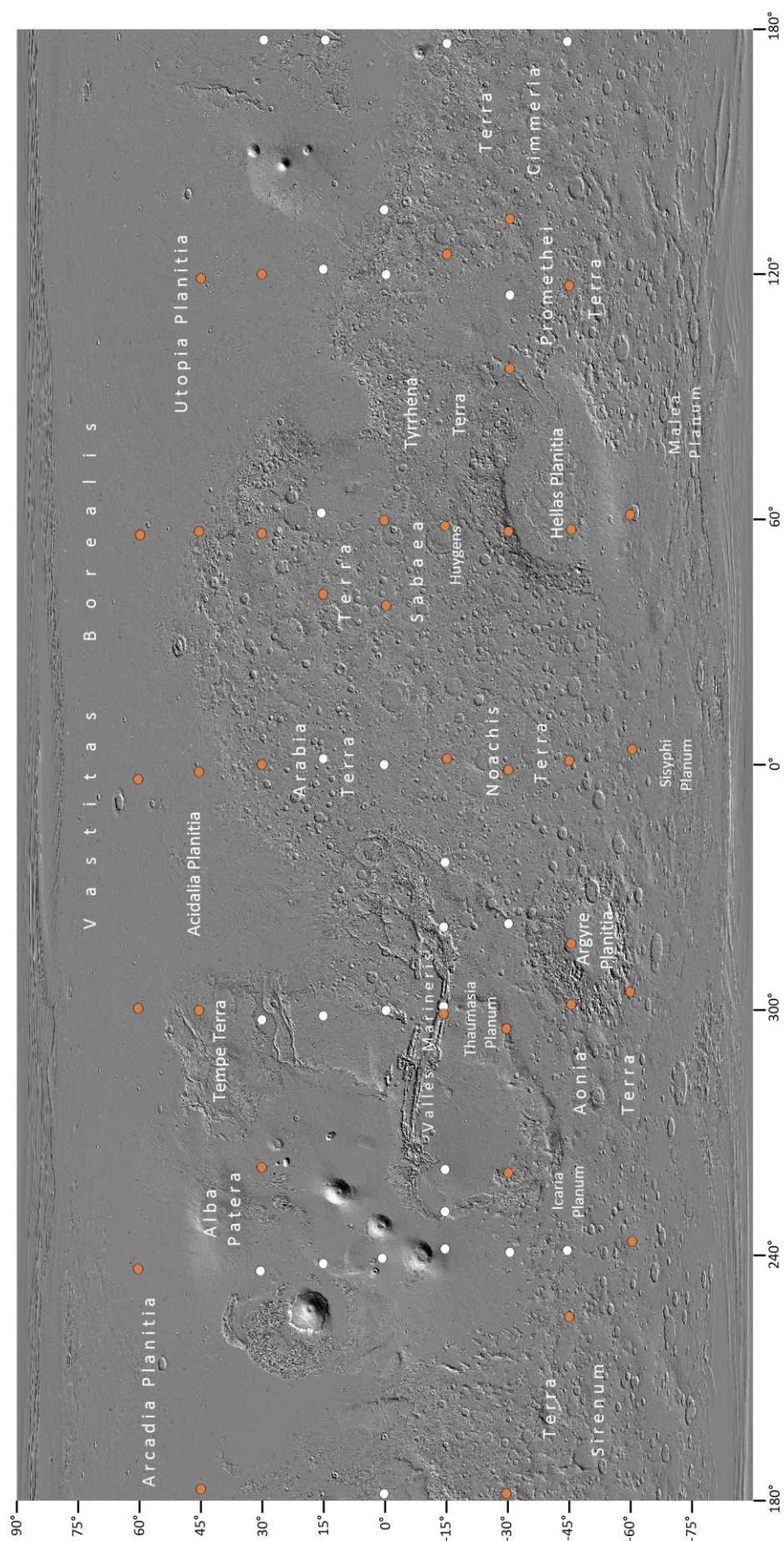
4. 1. 4. Oblasti výskytu polygonů mrazových klínů kategorií 1-3

Hranice a názvy regionů, do kterých byly jednotlivé areály zařazovány, byly přejaty od Mezinárodní astronomické unie (IAU, 2018).

Na **severní polokouli** zabírají největší plochu (85,7 %) areály polygonů mrazových klínů nalezených v nejvyšších šířkách (60° a 45°). Polygony byly nalezeny jak v nízko položených oblastech severních plání jako je Vastitas Borealis, Acidalia Planitia, Utopia Planitia, Arcadia Planitia, tak i v oblastech přechodu do vyšších „nadmořských výšek“ jako Tempe Terra a Terra Sabaea (obrázek 32). Rozložení v těchto marsovských šířkách je relativně rovnoměrné. Směrem k rovníku se pak polygony mrazových klínů našly pouze v oblastech Alba Patera, Arabia Terra a Terra Sabaea (obrázek 32). Velice významnou oblastí výskytu polygonů v nižších šířkách je zejména Terra Sabaea, kde byly nalezeny areály i v oblastech $\pm 15^\circ$ a 0° , kde nebyl jejich výskyt zcela očekávaný. Polygony v této oblasti byly nalezeny buď uvnitř kráteru, nebo v blízkosti tzv. pruhů na svazích (slope streaks).

Na **jižní polokouli** byly nalezeny polygony v oblasti Tyrrhena Terra, Noachis Terra i v oblasti Valles Marineris (obrázek 32). Významnou oblastí výskytu na jižní polokouli jsou velké krátery – Argyre Planitia, Hellas Planitia a kráter Huygens (obrázek 32). Stejně jako na severní polokouli je rozložení výskytu směrem k pólu rovnoměrnější. Polygony byly nalezeny v oblastech Thaumasia Planum, Terra Sirenum, Terra Cimmeria, Icaria Planum, Sysiphi Planum, Aonia Terra, Promethei Terra a Malea Planum (obrázek 32).

U jednotlivých areálů bylo dále zkoumáno, zda se nenacházejí v určitém specifickém prostředí, nebo zda se v jejich bezprostřední blízkosti nenachází zvláštnosti reliéfu, které by mohly mít vliv na utváření polygonů mrazových klínů. Z celkového počtu 125 areálů zařazených do kategorií 1-3 jich bylo celkem 51 nalezeno v kráterech (40,8 %). V blízkosti gullies (stružek) bylo nalezeno celkem 13 areálů (10 %). Ve 3 areálech byly nalezeny i tzv. „gullygons“ (Levy, Head a Marchant, 2009), neboli polygony nacházející se přímo v stružce (obrázek 28). U 10 areálů (8 %) byl pozorován výskyt slope streaks (svažujících se tmavých a světlých pruhů).



Obrázek 32 – Mapa rozložení areálů sítě mrazových klínů kategorie 1-3 a regionů jejich výskytu. Oranžový kroužek označuje přítomnost areálů kategorie 1-3 ve snímku, bílý kroužek jejich nepřítomnost (podkladem je výškový model Mars MGS MOLA Elevation Model 463m).

4. 2. Morfometrické charakteristiky digitalizovaných polygonů mrazových klínů kategorie 1

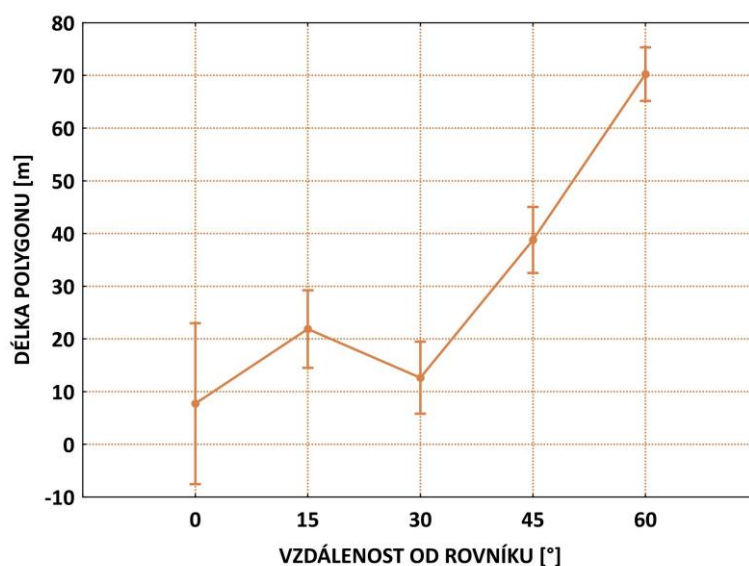
4. 2. 1. Délka a šířka polygonů

Morfometrické charakteristiky polygonů mrazových klínů byly odvozeny z kategorie 1, kde bylo analyzováno celkem 1036 polygonů ve 23 areálech o celkové ploše 634,2 km². 57 % polygonů mrazových klínů kategorie 1 se nachází na severní polokouli a 43 % na jižní (tabulka 15).

Tabulka 15 – Počet digitalizovaných polygonů v jednotlivých marsovských šířkách.

Marsovská šířka [°]	60	45	30	15	0	-15	-30	-45	-60
Počet polygonů	239	203	80	48	41	129	125	40	131

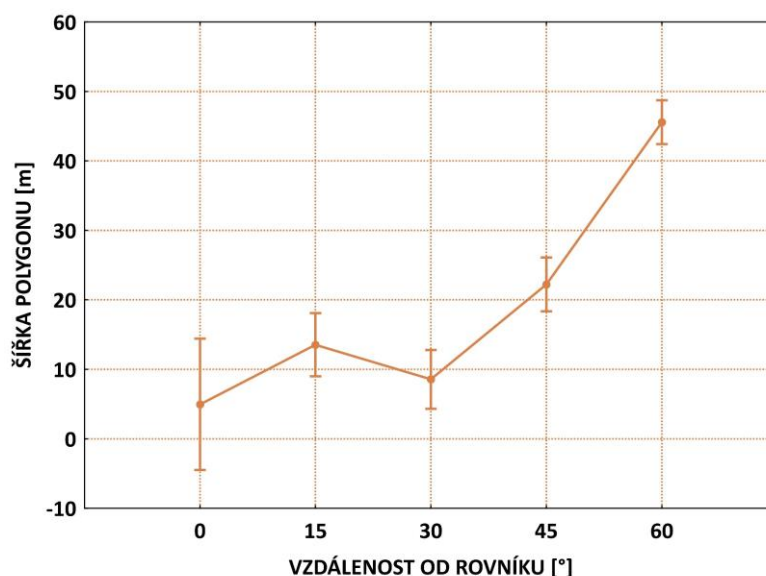
Délka polygonů se celoplanetárně pohybuje v rozmezí od 4,33 m (-30° š., oblast Thaumasia Planum) do 427,77 m (60° š., oblast Vastitas Borealis; tabulka 21). Průměrná délka polygonů na Marsu je 40,74 m, medián 21,8 m. Šířka polygonů se pohybuje v rozmezí od 3,1 m (-30° š., oblast Thaumasia Planum, uvnitř kráteru) do 253,93 m (60° š., oblast Vastitas Borealis; tabulka 21). Průměrná šířka polygonů mrazových klínů je 25,69 m (tabulka 21), medián 14,3 m. Nejdelší a nejširší polygony byly nalezeny uvnitř kráterů, kde se vyskytovaly i stružky (gullies).



FISHERŮV LSD POST-HOC TEST:

Vzdálenost od rovníku [°]	0	15	30	45	60
0		0.101510	0.563665	0.000234	0.000000
15	0.101510		0.071270	0.000618	0.000000
30	0.563665	0.071270		0.000000	0.000000
45	0.000234	0.000618	0.000000		0.000000
60	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	

Obrázek 33 - Vliv vzdálenosti od rovníku na délku polygonů mrazových klínů. Na základě grafického porovnání rozložení hodnot (graf) bylo zjištěno, že u některých skupin existují rozdíly. Signifikance byla testována pomocí post hoc Fisherova LSD testu (tabulka dole). Hladina významnosti všech testů $\alpha=0,05$, vertikální čáry označují 0,95 intervaly spolehlivosti. Signifikantní odlišnost byla zjištěna u polygonů nejvyšších šířek, tj. $\pm 45^\circ$ a $\pm 60^\circ$ s ostatními rovnoběžkami. Zároveň se tyto skupiny odlišují samy od sebe (tzn., že délka polygonů na 60° je významně větší). U ostatních skupin nebyly nalezeny žádné odlišnosti.



FISHERŮV LSD POST-HOC TEST:

Vzdálenost od rovníku [°]	0	15	30	45	60
0		0.108552	0.495378	0.000945	0.000000
15	0.108552		0.115357	0.004478	0.000000
30	0.495378	0.115357		0.000003	0.000000
45	0.000945	0.004478	0.000003		0.000000
60	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	

Obrázek 34 - Vliv vzdálenosti od rovníku na šířku polygonů mrazových klínů. Na základě grafického porovnání rozložení hodnot (graf) bylo zjištěno, že u některých skupin existují rozdíly. Signifikance byla testována pomocí post hoc Fisherova LSD testu (tabulka dole). Hladina významnosti všech testů $\alpha=0,05$, vertikální čáry označují 0,95 intervaly spolehlivosti. Signifikantní odlišnost byla zjištěna u polygonů nejvyšších šířek, tj. $\pm 45^\circ$ a $\pm 60^\circ$ s ostatními rovnoběžkami. Zároveň se tyto skupiny odlišují sami od sebe (tzn., že šířka polygonů na 60° je významně větší). U ostatních skupin nebyly nalezeny žádné odlišnosti.

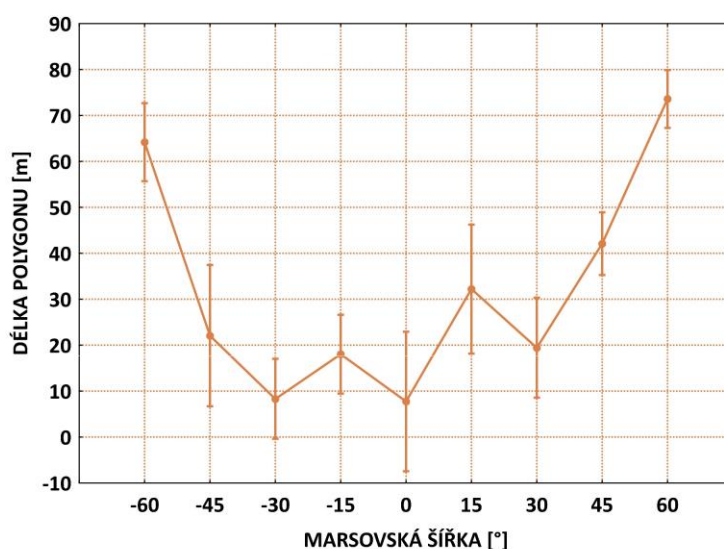
Délka polygonů se na severní polokouli pohybuje v rozmezí od 5,12 m (0° š., oblast Terra Sabaea) do 427,77 m (60° š., oblast Vastitas Borealis; tabulka 21). Průměrná délka polygonů na severní polokouli Marsu je 48,4 m, medián 28,9 m. Šířka polygonů se pohybuje v rozmezí od 3,46 m (0° š., oblast Terra Sabaea) do 253,93 m (60° š., oblast Vastitas Borealis; tabulka 21). Průměrná šířka polygonů na severní polokouli Marsu je 30,2 m (tabulka 21), medián 18,7 m. Všechna minima a maxima na severní polokouli se nachází v kráteru, v oblasti Vastitas Borealis jde o kráter s výskytem stružek (gullies).

Na jižní polokouli se délka polygonů pohybuje v rozmezí od 4,33 m (-30° š., oblast Thaumasia Planum) do 293,34 m (-60° š., oblast Malea Planum/Amphitrites Patera; tabulka 21). Průměrná délka polygonů na jižní polokouli Marsu je 27,8 m, medián 14 m. Šířka polygonů se pohybuje v rozmezí od 3,1 m (-30° š., oblast Thaumasia Planum) do 161,28 m (-60° š., oblast Malea Planum/Amphitrites

Patera; tabulka 21). Průměrná šířka polygonů na jižní polokouli Marsu je 17,9 m (tabulka 21), medián 9,6 m. Maxima v délce a šířce polygonu se nacházely uvnitř kráterů.

FISHERŮV LSD POST-HOC TEST:

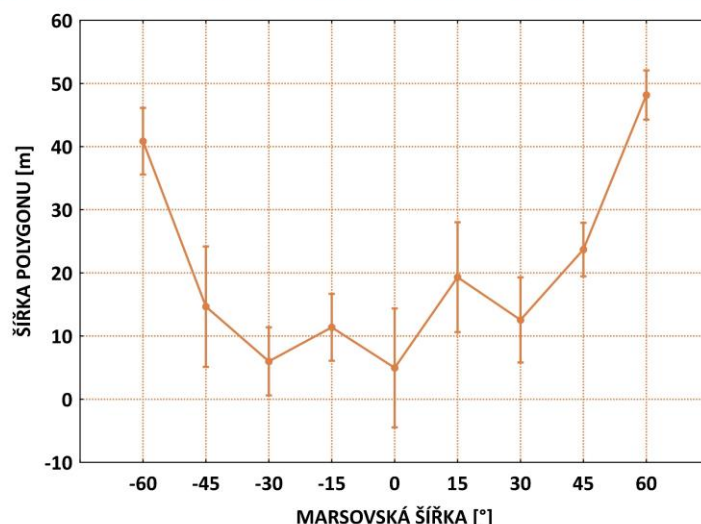
Marsovská šířka [°]	-60	-45	-30	-15	0	15	30	45	60
-60		0.000003	0.000000	0.000000	0.000000	0.000141	0.000000	0.000075	0.081048
-45	0.000003		0.127149	0.653950	0.193647	0.339309	0.784406	0.019772	0.000000
-30	0.000000	0.127149		0.118330	0.948023	0.004621	0.117452	0.000000	0.000000
-15	0.000000	0.653950	0.118330		0.246429	0.091238	0.843186	0.000018	0.000000
0	0.000000	0.193647	0.948023	0.246429		0.020443	0.219303	0.000056	0.000000
15	0.000141	0.339309	0.004621	0.091238	0.020443		0.158478	0.214946	0.000000
30	0.000000	0.784406	0.117452	0.843186	0.219303	0.158478		0.000561	0.000000
45	0.000075	0.019772	0.000000	0.000018	0.000056	0.214946	0.000561		0.000000
60	0.081048	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	



Obrázek 35 - Vliv marsovské šířky na délku polygonů mrazových klínů. Na základě grafického porovnání rozložení hodnot (graf) bylo zjištěno, že u některých skupin existují rozdíly. Signifikance byla testována pomocí post hoc Fisherova LSD testu (tabulka nahoře). Hladina významnosti všech testů $\alpha=0,05$, vertikální čáry v grafu označují 0,95 intervaly spolehlivosti. Polygony mrazových klínů v nejvyšších marsovských šířkách ($\pm 60^\circ$) jsou signifikantně odlišné od všech ostatních pásů kromě sebe samých. Rovněž se od sebe významně odlišují délky polygonů mrazových klínů v pásu $\pm 45^\circ$. V pásu -30° se signifikantně odlišují (tzn., že polygony jsou zde v menší) od 15° a 45° a stejně tak rovníková oblast se liší od 15° a 45° .

FISHERŮV LSD POST-HOC TEST:

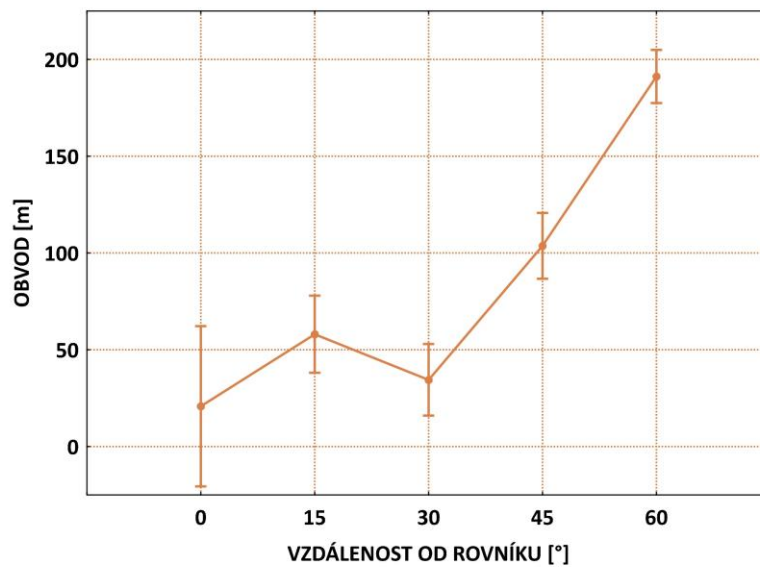
Marsovská šířka [°]	-60	-45	-30	-15	0	15	30	45	60
-60		0.000003	0.000000	0.000000	0.000000	0.000036	0.000000	0.000001	0.028366
-45	0.000003		0.120799	0.556694	0.155721	0.476838	0.725069	0.088505	0.000000
-30	0.000000	0.120799		0.161932	0.851677	0.010659	0.135422	0.000000	0.000000
-15	0.000000	0.556694	0.161932		0.243261	0.126205	0.787985	0.000381	0.000000
0	0.000000	0.155721	0.851677	0.243261		0.027951	0.197643	0.000378	0.000000
15	0.000036	0.476838	0.010659	0.126205	0.027951		0.227471	0.374534	0.000000
30	0.000000	0.725069	0.135422	0.787985	0.197643	0.227471		0.006058	0.000000
45	0.000001	0.088505	0.000000	0.000381	0.000378	0.374534	0.006058		0.000000
60	0.028366	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	



Obrázek 36 - Vliv marsovské šířky na šířku polygonů mrazových klínů. Na základě grafického porovnání rozložení hodnot (obrázek vlevo dole) bylo zjištěno, že u některých skupin existují rozdíly, který byl potvrzen ANOVOU (tabulka vpravo dole). Signifikance byla testována pomocí post hoc Fisherova LSD testu (tabulka nahoře). Hladina významnosti všech testů $\alpha=0,05$, vertikální čáry v grafu označují 0,95 intervaly spolehlivosti. U šířky polygonů mrazových klínů stejně jako u délky platí, že jsou v nejvyšších marsovských pásech ($\pm 60^\circ$) významně odlišné od všech ostatních pásů, ovšem v šířce jsou odlišné i od sebe samých. Jak u délky polygonů, tak i u šířky platí, že mrazové klíny v pásu -30° se významně odlišují (tzn., že polygony jsou zde menší) od 15° a 45° a stejně tak rovníková oblast se liší od 15° a 45° .

4. 2. 2. Obvod a plocha polygonů

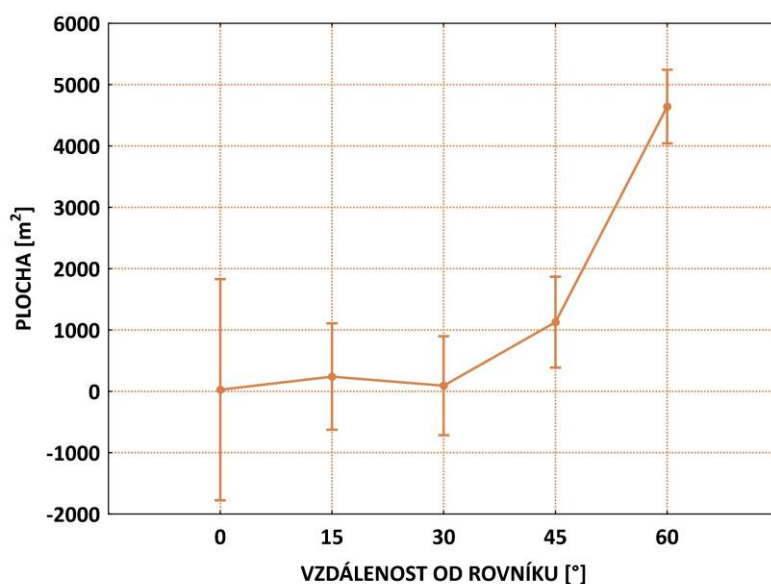
Obvod polygonů se celoplanetárně pohybuje v rozmezí od 12,62 m (-30° š., oblast Thaumasia Planum) do 1089,76 m (60° š., oblast Vastitas Borealis; tabulka 21). Průměrný obvod u celého vzorku je 110,18 m, medián 58,9 m. Plocha polygonů se pohybuje v rozmezí od 8,88 m² (-30° š., oblast Thaumasia Planum) do 63876,07 m² (60° š., oblast Vastitas Borealis; tabulka 21). Průměrný obvod u celého vzorku je 1983,97 m² (tabulka 21), medián 215 m². Největší polygon leží v oblasti Vastitas Borealis uvnitř kráteru, kde se vyskytují i gullies (stružky).



FISHERŮV LSD POST-HOC TEST:

Vzdálenost od rovníku [°]	0	15	30	45	60
0		0.112109	0.555221	0.000293	0.000000
15	0.112109		0.089041	0.000653	0.000000
30	0.555221	0.089041		0.000000	0.000000
45	0.000293	0.000653	0.000000		0.000000
60	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	

Obrázek 37 - Vliv úhlové vzdálenosti od rovníku na obvod polygonů mrazových klínů. Na základě grafického porovnání rozložení hodnot (graf) bylo zjištěno, že u některých skupin existují rozdíly. Signifikance byla testována pomocí post hoc Fisherova LSD testu (tabulka dole). Hladina významnosti všech testů $\alpha=0,05$, vertikální čáry označují 0,95 intervaly spolehlivosti. U obvodu byla zjištěna signifikantní odlišnost u polygonů nejvyšších šířek, tj. $\pm 45^\circ$ a $\pm 60^\circ$ s polygony v ostatních pásech. Zároveň se tyto skupiny odlišují sami od sebe (tzn., že obvod polygonů je na 60° významně větší). U ostatních skupin nebyly nalezeny žádné odlišnosti.



FISHERŮV LSD POST-HOC TEST:

Vzdálenost od rovníku [°]	0	15	30	45	60
0		0.833878	0.948376	0.266897	0.000002
15	0.833878		0.805434	0.126328	0.000000
30	0.948376	0.805434		0.063050	0.000000
45	0.266897	0.126328	0.063050		0.000000
60	0.000002	0.000000	0.000000	0.000000	

Obrázek 38 - Vliv úhlové vzdálenosti od rovníku na plochu polygonů mrazových klínů. Na základě grafického porovnání rozložení hodnot (graf) bylo zjištěno, že u některých skupin existují rozdíly. Signifikance byla testována pomocí post hoc Fisherova LSD testu (tabulka dole). Hladina významnosti všech testů $\alpha=0,05$, vertikální čáry označují 0,95 intervaly spolehlivosti. U plochy byly zjištěny signifikantní odlišnosti pouze u rovnoběžek $\pm 60^\circ$ od všech ostatních pásů, mezi ostatními pásy nebyly nalezeny žádné odlišnosti.

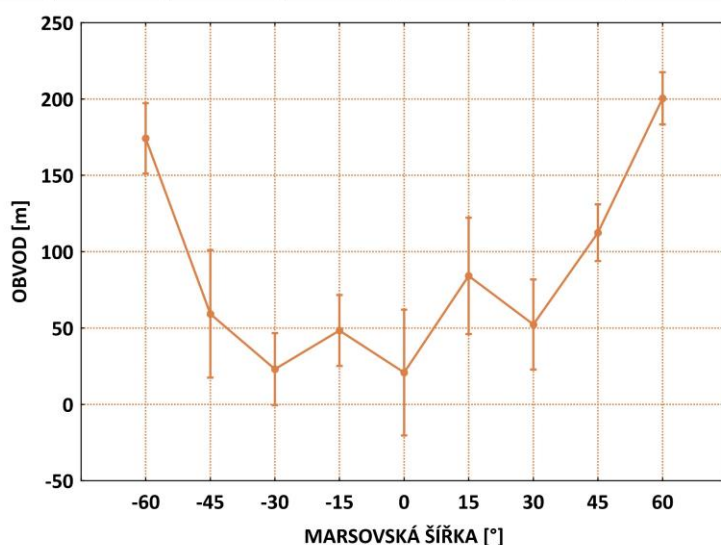
Obvod polygonů se na severní polokouli pohybuje v rozmezí od 14,03 m (0° š., oblast Terra Sabaea) do 1089,76 m (60° š., oblast Vastitas Borealis; tabulka 21). Průměrný obvod je na severní polokouli 130,7 m, medián 76,9 m. Plocha polygonů na severní polokouli se pohybuje v rozmezí od $11,9 \text{ m}^2$ (0° š., oblast Terra Sabaea) do $63876,07 \text{ m}^2$ (60° š., oblast Vastitas Borealis) a jejich průměrná plocha je $2569,5 \text{ m}^2$ (tabulka 21), medián 377 m^2 . Všechna minima a maxima u severní polokoule se nacházejí uvnitř kráterů, přičemž v oblasti Vastitas Borealis se jedná o kráter s výskytem stružek (gullies).

Na jižní polokouli se obvod polygonů pohybuje v rozmezí od 12,62 m (-30° š., oblast Thaumasia Planum) do 814,67 m (-60° š., oblast Malea Planum/Amphitrites Patera; tabulka 21). Průměrný obvod je na jižní polokouli 75,5 m, medián 38,9 m. Plocha polygonů se pohybuje v rozmezí od $8,88 \text{ m}^2$ (-30° š., oblast Thaumasia Planum) do $36586,88 \text{ m}^2$ (-60° š., oblast Malea Planum/Amphitrites Patera; tabulka 21). Průměrná plocha polygonů je na jižní polokouli 1045 m^2

(tabulka 21), medián 96,3 m². Největší polygon nacházející se v oblasti Malea Planum/Amphitrites Patera leží uvnitř kráteru.

FISHERŮV LSD POST-HOC TEST:

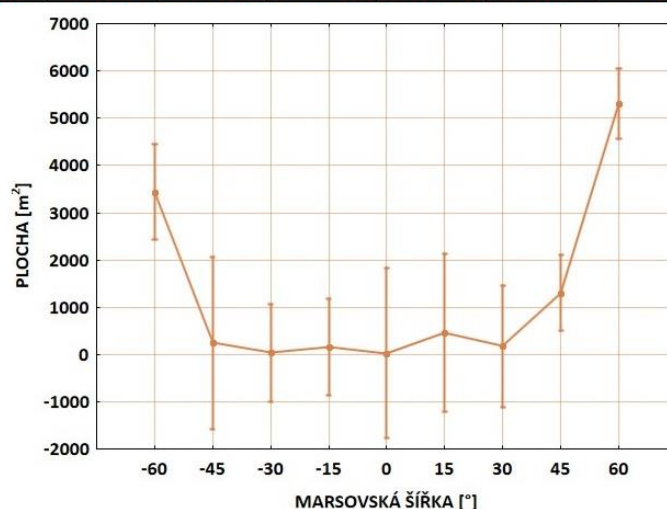
Marsovská šířka [°]	-60	-45	-30	-15	0	15	30	45	60
-60		0.000003	0.000000	0.000000	0.000000	0.000076	0.000000	0.000045	0.073253
-45	0.000003		0.138400	0.654386	0.198880	0.387470	0.791011	0.022401	0.000000
-30	0.000000	0.138400		0.133745	0.927772	0.007558	0.128071	0.000000	0.000000
-15	0.000000	0.654386	0.133745		0.253898	0.115769	0.834658	0.000025	0.000000
0	0.000000	0.198880	0.927772	0.253898		0.027055	0.222641	0.000074	0.000000
15	0.000076	0.387470	0.007558	0.115769	0.027055		0.195625	0.189903	0.000000
30	0.000000	0.791011	0.128071	0.834658	0.222641	0.195625		0.000737	0.000000
45	0.000045	0.022401	0.000000	0.000025	0.000074	0.189903	0.000737		0.000000
60	0.073253	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	



Obrázek 39 - Vliv marsovské šířky na obvod polygonů mrazových klínů. Na základě grafického porovnání rozložení hodnot (graf) bylo zjištěno, že u některých skupin existují rozdíly. Signifikance byla testována pomocí post hoc Fisherova LSD testu (tabulka nahoře). Hladina významnosti všech testů $\alpha=0,05$, vertikální čáry v grafu označují 0,95 intervaly spolehlivosti. Obvod polygonů se významně odlišuje v pásích $\pm 60^\circ$ a to od všech ostatních pásů kromě sebe samých. Pás 45° je druhou rovnoběžkou s nejvíce odlišnostmi v obvodu polygonů mrazových klínů, signifikantně odlišná je od všech pásů kromě 15° . Pás 15° nabývá vyšších hodnot a narušuje tak postupný narůstající vývoj směrem k severnímu pólu.

FISHERŮV LSD POST-HOC TEST:

Marsovská šířka [°]	-60	-45	-30	-15	0	15	30	45	60
-60		0.002706	0.000004	0.000007	0.001198	0.002703	0.000096	0.001210	0.003465
-45	0.002706		0.841246	0.930906	0.863589	0.867228	0.948429	0.299918	0.000001
-30	0.000004	0.841246		0.869029	0.992038	0.670802	0.867642	0.057951	0.000000
-15	0.000007	0.930906	0.869029		0.900166	0.760750	0.982250	0.083427	0.000000
0	0.001198	0.863589	0.992038	0.900166		0.727958	0.893731	0.204044	0.000000
15	0.002703	0.867228	0.670802	0.760750	0.727958		0.791290	0.371096	0.000000
30	0.000096	0.948429	0.867642	0.982250	0.893731	0.791290		0.146243	0.000000
45	0.001210	0.299918	0.057951	0.083427	0.204044	0.371096	0.146243		0.000000
60	0.003465	0.000001	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	0.000000	



Obrázek 40 - Vliv marsovské šířky na plochu polygonů mrazových klínů. Na základě grafického porovnání rozložení hodnot (graf) bylo zjištěno, že u některých skupin existují rozdíly. Signifikance byla testována pomocí post hoc Fisherova LSD testu (tabulka nahoře). Hladina významnosti všech testů $\alpha=0,05$, vertikální čáry v grafu označují 0,95 intervaly spolehlivosti. Polygony mrazových klínů signifikantně odlišné v ploše pouze v pásech $\pm 60^\circ$, a to od všech ostatních šířek včetně od sebe vzájemně. U ostatních pásů nelze nalézt žádné významné změny.

4. 2. 3. Počet stran polygonů

Nejrozšířenější jsou pentagonální polygony (tabulka 16), následované ortogonálními (v pásech 30° , 15° a -45° š.). Hexagonální polygony převažují pouze na severní polokouli v pásech 45° a 60° , tzn., že větší počet stran byl nalezen pouze v oblastech, kde byly nalezeny i největší polygony (průměrná délka, šířka, obvod a plocha polygonu; tabulka 21). To ovšem neplatí pro pás -60° , tam převažují pentagonální polygony.

U počtu stran byl dále zjišťován vztah s ostatními morfometrickými charakteristikami. Byla zjištěna slabá pozitivní korelace (cca 0,2) mezi počtem stran a obvodem, plochou, šířkou a délkou polygonu. Jedná se o signifikantní vztah.

Tabulka 16 – Počet polygonů mrazových klínů, maximální, minimální, nejčastější počet stran polygonů, absolutní a relativní počet nejčastějšího počtu stran vztahený k marsové šířce.

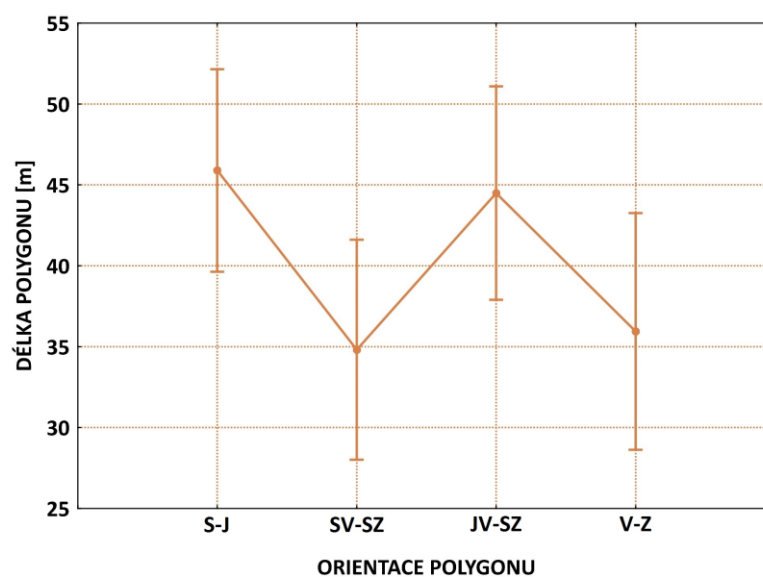
Marsovská šířka [°]	Počet polygonů	Minimální počet stran	Maximální počet stran	Nejčastější počet stran	Absol. počet nejčastějšího počtu stran	Relativní četnost nejčastějšího počtu stran [%]
60	239	4	8	6	83	35
45	203	4	10	6	71	35
30	80	4	7	4	47	58.8
15	48	4	7	4	22	45.8
0	41	4	8	5	12	29.3
-15	129	4	10	5	57	44.2
-30	125	4	8	5	48	38.4
-45	40	4	7	4	20	50
-60	131	4	7	5	54	41.2
Celkem	1036	4	7	5		

4. 2. 4. Orientace polygonů

V rámci celého souboru dat (tabulka 17) mírně převažují polygony orientované severojižním směrem (29 %). Při pohledu na jednotlivé pásy lze usuzovat, že v nejvyšších šířkách ($\pm 60^\circ$) výrazněji dominují polygony orientované severojižně. V rovníkovém pásu významně dominují SZ-JV orientované polygony, stejně tak na 30° (téměř 50 % polygonů). Orientace ve vztahu ke spojitým veličinám souboru vykazuje odlišnosti u obvodu, délky a šířky polygonu (obrázky 41, 42 a 43). Polygony orientované severojižním směrem jsou signifikantně delší, širší a mají větší obvod než polygony orientované SV-JZ. U obvodu a délky se pak dále významně liší od V orientovaných polygonů.

Tabulka 17 – Orientace polygonů mrazových klínů a jeho procentuální podíl vztahený k marsovským šířkám. Oranžové hodnoty označují směr, který v pásu převažuje.

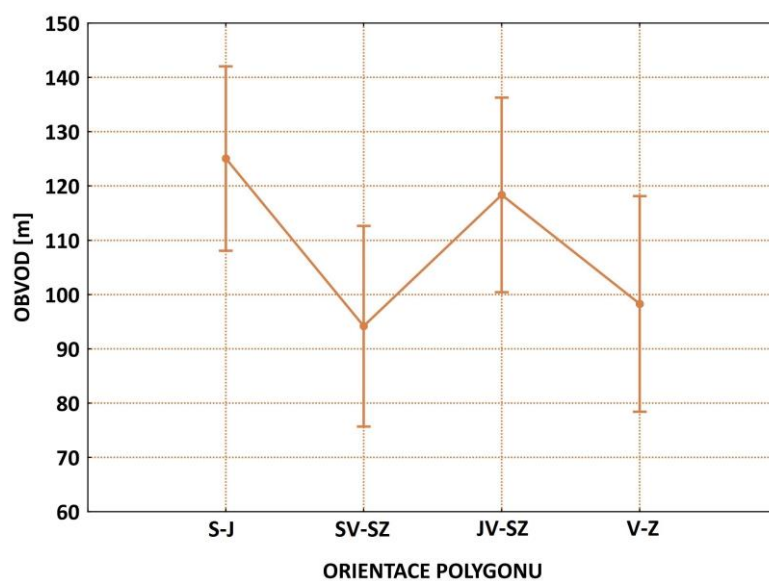
Marsovská šířka [°]	V-Z [%]	SV-JZ [%]	S-J [%]	SZ-JV [%]
60	12	25	35	28
45	29	20	28	24
30	11	36	5	48
15	15	42	23	21
0	12	29	12	46
-15	22	26	28	25
-30	33	21	26	21
-45	15	35	30	20
-60	27	14	44	15
Celkový podíl	21	24	29	26



FISHERŮV LSD POST-HOC TEST:

Orientace	S-J	SV-SZ	JV-SZ	V-Z
S-J		0.018778	0.761857	0.042707
SV-SZ	0.018778		0.045258	0.823911
JV-SZ	0.761857	0.045258		0.088880
V-Z	0.042707	0.823911	0.088880	

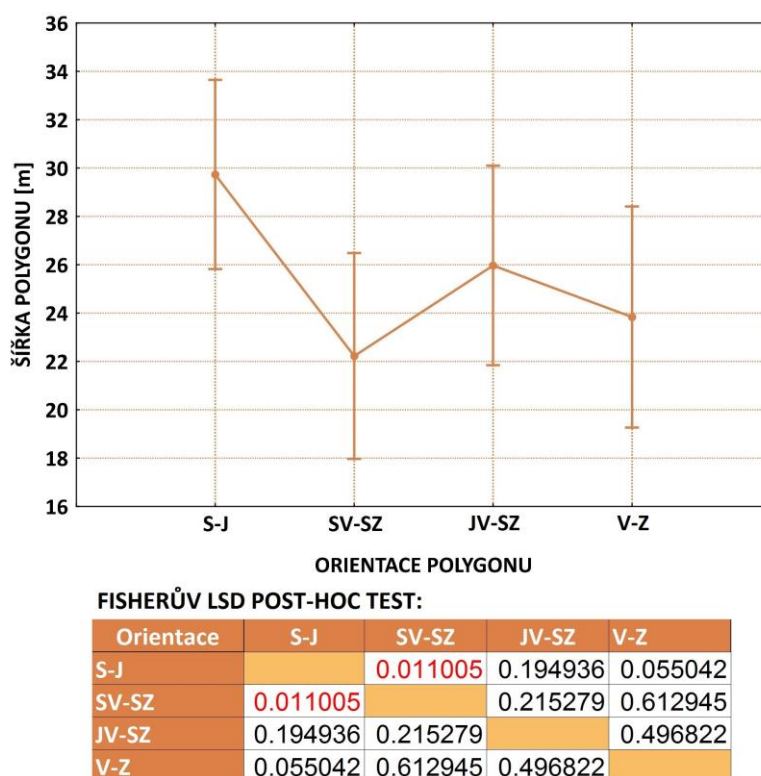
Obrázek 41 – Vztah mezi délkou polygonů mrazových klínů a jejich orientací. Na základě grafického porovnání rozložení hodnot (graf) bylo zjištěno, že u některých skupin existují rozdíly. Signifikance byla testována pomocí post hoc Fisherova LSD testu (tabulka dole). Hladina významnosti všech testů $\alpha=0,05$, vertikální čáry označují 0,95 intervaly spolehlivosti.



FISHERŮV LSD POST-HOC TEST:

Orientace	S-J	SV-SZ	V-Z	JV-SZ
S-J		0.015934	0.593836	0.044643
SV-SZ	0.015934		0.065618	0.766716
V-Z	0.593836	0.065618		0.141284
JV-SZ	0.044643	0.766716	0.141284	

Obrázek 42 – Vztah mezi obvodem polygonů mrazových klínů a jejich orientací. Na základě grafického porovnání rozložení hodnot (graf) bylo zjištěno, že u některých skupin existují rozdíly. Signifikance byla testována pomocí post hoc Fisherova LSD testu (tabulka dole). Hladina významnosti všech testů $\alpha=0,05$, vertikální čáry označují 0,95 intervaly spolehlivosti.

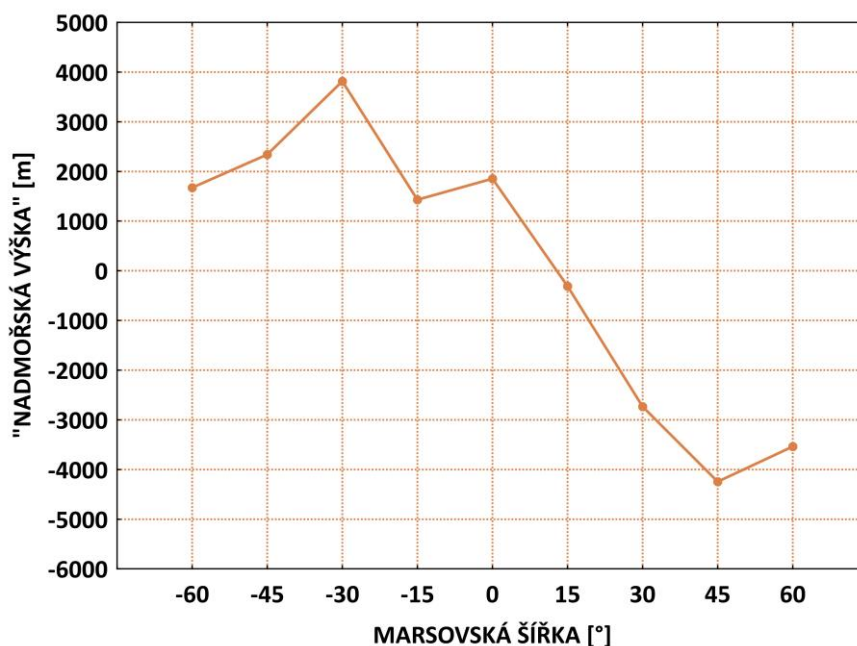


Obrázek 43 – Vztah mezi šířkou polygonů mrazových klínů a jejich orientací. Na základě grafického porovnání rozložení hodnot (graf) bylo zjištěno, že u některých skupin existují rozdíly. Signifikance byla testována pomocí post hoc Fisherova LSD testu (tabulka dole). Hladina významnosti všech testů $\alpha=0,05$, vertikální čáry označují 0,95 intervaly spolehlivosti.

4. 2. 5. „Nadmořská výška“

Vzhledem k tomu, že jižní polokoule Marsu má vyšší střední „nadmořskou výšku“, tak se její polygony mrazových klínů vyskytují ve vyšších výškách a na severní polokouli níže (obrázek 44).

Nejvýše položené polygony v pásu -30° jsou v průměru druhé nejmenší (hned po rovníkovém pásu) se svými 8,3 m v délce polygonu (tabulka 21). V tomto pásu se nacházejí nejmenší minima z celého vzorku, zároveň se zde vyskytují pentagonální polygony orientované V-Z směrem (tabulka 21). Nejnižše položené polygony se nacházejí v pásu 45° , přičemž se jedná o v průměru třetí největší polygony (průměrná délka polygonu 42,1 m; tabulka 21). Polygony jsou zde stejně jako u nejvýše položených polygonů orientované V-Z směrem, nicméně zde převažují hexagonální polygony. Nejlépe vyvinuté polygony byly nalezeny v nejnižších polohách na severní polokouli (pás 45° a 60° ; tabulka 21).



Obrázek 44 – Vztah mezi průměrnou „nadmořskou výškou“ polygonů mrazových klínů pro jednotlivé pásy marsovských šířek.

4. 2. 6. Shrnutí vztahů mezi sledovanými morfometrickými veličinami

Podle Pearsonova korelačního koeficientu platí ve vztahu téměř všech proměnných pozitivní korelace (tabulka 18), tzn., že čím se zvětšuje šířka polygonu, tím je i delší a jeho obvod a plocha se zvětšují. Jedině „nadmořská výška“ vykazuje negativní korelaci vůči ostatním veličinám. U všech proměnných platí, že čím jsou větší, delší, širší, tím klesá jejich „nadmořská výška“. Výsledky Pearsonova korelačního koeficientu pro jednotlivé polokoule znázorňují tabulky 19 a 20, které vykazují prakticky stejný trend jako výsledky u celé planety.

Tabulka 18 – Korelační matice vybraných charakteristik polygonů mrazových klínů pro celou planetu (značené korelace jsou významné při hladině významnosti $p=0,05$).

PROMĚNNÉ	Obvod polygonu	Plocha polygonu	Šířka polygonu	Délka polygonu	"Nadmořská výška"
Obvod polygonu	1.000000	0.934589	0.976128	0.995542	-0.285948
Plocha polygonu	0.934589	1.000000	0.931150	0.922199	-0.201122
Šířka polygonu	0.976128	0.931150	1.000000	0.959676	-0.279546
Délka polygonu	0.995542	0.922199	0.959676	1.000000	-0.287173
"Nadmořská výška"	-0.285948	-0.201122	-0.279546	-0.287173	1.000000

Tabulka 19 – Korelační matice vybraných charakteristik polygonů mrazových klínů pro severní polokouli (značené korelace jsou významné při hladině významnosti $p=0,05$).

PROMĚNNÉ	Obvod polygonu	Plocha polygonu	Šířka polygonu	Délka polygonu	"Nadmořská výška"
Obvod polygonu	1.000000	0.942410	0.972272	0.994574	-0.298996
Plocha polygonu	0.942410	1.000000	0.938537	0.928983	-0.227114
Šířka polygonu	0.972272	0.938537	1.000000	0.952719	-0.297697
Délka polygonu	0.994574	0.928983	0.952719	1.000000	-0.296775
"Nadmořská výška"	-0.298996	-0.227114	-0.297697	-0.296775	1.000000

Tabulka 20 – Korelační matice vybraných charakteristik polygonů mrazových klínů pro jižní polokouli (značené korelace jsou významné při hladině významnosti $p=0,05$).

PROMĚNNÉ	Obvod polygonu	Plocha polygonu	Šířka polygonu	Délka polygonu	"Nadmořská výška"
Obvod polygonu	1.000000	0.940998	0.986577	0.998201	-0.251629
Plocha polygonu	0.940998	1.000000	0.933108	0.931348	-0.125209
Šířka polygonu	0.986577	0.933108	1.000000	0.978653	-0.248018
Délka polygonu	0.998201	0.931348	0.978653	1.000000	-0.255847
"Nadmořská výška"	-0.251629	-0.125209	-0.248018	-0.255847	1.000000

V rámci celé planety (tabulka 21) jsou suverénně morfometricky největší polygony mrazových klínů nalezeny na severní polokouli v pásu 60° , kde se nacházejí i všechna největší maxima (v délce, šířce, obvodu a ploše polygonu). Nejmenší polygony se vyskytují na rovníku, nicméně všechna morfometrická minima (v délce, šířce, obvodu a ploše polygonu) se nacházejí v pásu -30° . Dalším pásem, kde se nacházejí větší polygony, jsou -60° a 45° . Nad průměrem průměrných velikostí polygonů mrazových klínů na Marsu se nacházejí právě a jenom pásy $\pm 60^\circ$ a 45° .

Průměrné hodnoty polygonů na jižní polokouli jsou menší než na severní (tabulka 21). Lze tak usuzovat při porovnání ekvivalentních pásů (tj. $\pm 60^\circ$, $\pm 45^\circ$, $\pm 30^\circ$, $\pm 15^\circ$), a to v průměrné délce, šířce, obvodu i ploše polygonu.

Tabulka 21 – Souhrn morfometrických charakteristik (maxim, minim, průměrů), orientace a počtu stran polygonů mrazových klínů. Vyznačené jsou hodnoty největších maxim a minim.

Marsovská šířka [°]	min. délka [m]	max. délka [m]	Ø délka [m]	min. šířka [m]	max. šířka [m]	Ø šířka [m]	min. obvod [m]	max. obvod [m]	Ø obvod [m]	min. plocha [m ²]	max. plocha [m ²]	Ø plocha [m ²]	nejčastější orientace	nejčastější počet stran
60	14.4	427.8	73.6	9.3	253.9	48.2	40.1	1089.8	200.5	115.0	63876.1	5305.4	S-J (35 %)	6 (35 %)
45	7.1	297.4	42.1	5.1	134.5	23.7	20.1	702.6	112.5	28.4	14843.5	1303.3	V-Z (29 %)	6 (35 %)
30	10.2	33.0	19.4	6.4	23.5	12.6	27.9	88.1	52.4	48.6	514.9	177.4	SZ-JV (48 %)	4 (59 %)
15	12.4	57.2	32.2	6.6	33.4	19.3	33.6	146.1	84.2	67.3	1215.4	460.9	SV-JZ (42 %)	4 (46 %)
0	5.1	13.4	7.7	3.5	7.2	5.0	14.0	36.0	20.8	11.9	56.5	26.8	SZ-JV (46 %)	5 (29 %)
-15	6.9	49.2	18.1	4.5	26.3	11.4	18.6	124.3	48.4	24.4	743.9	158.8	S-J (28 %)	5 (44 %)
-30	4.3	19.0	8.3	3.1	14.4	6.0	12.6	53.1	23.0	8.9	197.6	37.4	V-Z (33 %)	5 (38 %)
-45	10.4	60.9	22.1	5.5	32.9	14.7	28.9	137.7	59.3	47.5	963.1	250.9	SV-JZ (35 %)	4 (50 %)
-60	9.2	293.3	64.2	6.8	161.3	40.8	25.7	814.7	174.3	42.1	36586.9	3436.9	S-J (44 %)	5 (41 %)
Mars	4.3	427.8	40.7	3.1	253.9	25.7	12.6	1089.8	110.2	8.9	63876.1	1984.0	S-J (29 %)	5 (32 %)

5. DISKUZE

5. 1. Rozmístění areálů polygonů mrazových klínů na Marsu

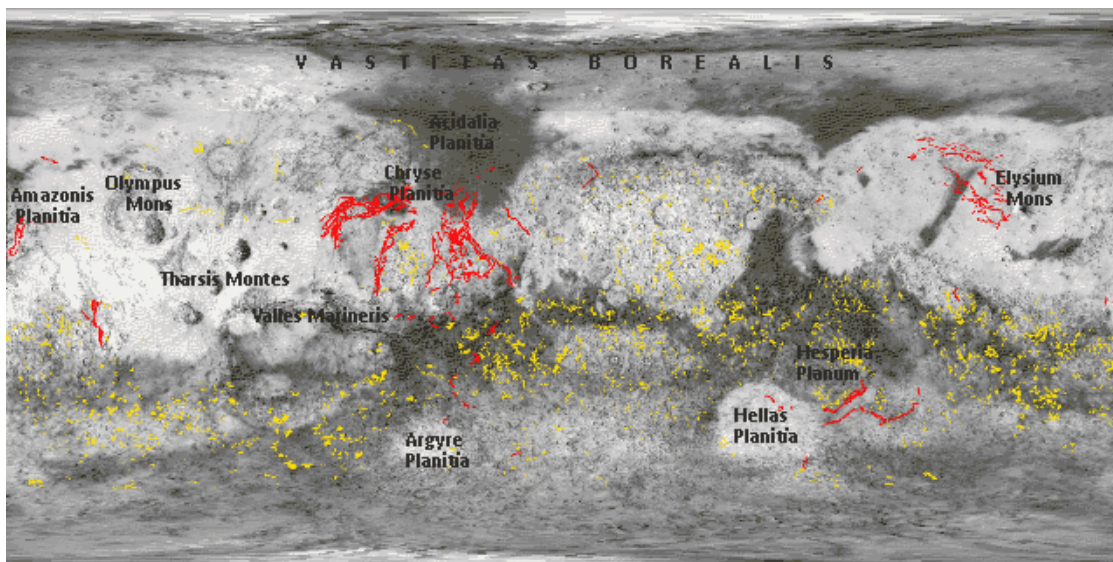
5. 1. 1. Marsovské pásy

Nejvíce areálů polygonů mrazových klínů bylo nalezeno v pásích $\pm 60^\circ$ a v pásu 45° . Na severní polokouli bylo právě v pásích (60° a 45°) nalezeno 52,2 % z celkové plochy polygonů mrazových klínů (tabulka 13). Výskyt polygonů mrazových klínů kategorií 1-3 v nejvyšších marsovských šířkách severní polokoule (60° a 45°) by mohl být vysvětlen tak, že v nižších polohách panují příhodnější podmínky pro vznik vyvinutějších polygonů. Jedná se o oblast severních plání (Vastitas Borealis, Acidalia Planitia, Utopia Planitia a Arcadia Planitia). Severní pláně jsou obecně jedny z nejnižše položených oblastí na Marsu, polygony mrazových klínů zde byly nalezeny v oblastech kolem -4000 m pod nulovou hladinou (obrázek 44). V nižších polohách se totiž může pravděpodobněji vyskytovat podzemní led, příp. voda (Carr, 2006). Podzemní led je podle Carr (2006) v těchto oblastech stabilní a vyskytuje se zde plošně. U severních nížin je tento fakt umocněn teoriemi o výskytu vodního tělesa v období hesperianu – před cca 3,5 mld. let (např. Head, Hiesinger et al., 1999; Achille a Hynek, 2010; Carr, 2012). Oblast Acidalia Planitia a Utopia Planitia jsou pak dále obklopeny oblastmi s výskytem výtokových koryt z období amazonianu (Caplinger, 1995). Vzhledem k topografii lze předpokládat, že tyto koryta ústily právě do výše zmíněných oblastí severních nížin (obrázek 45). Cirkumpolárně se v oblastech kolem severní polární čepičky vyskytuje nížinný terén (v oblastech Vastitas Borealis, Acidalia Planitia, Utopia Planitia a Arcadia Planitia), který se skládá zejména z fluviálních, lakustrinních, marinních a svahových sedimentů, které byly do oblasti transportovány právě výtokovými koryty (Tanaka et al., 2014). Právě v těchto oblastech bylo nalezeno procentuálně největší množství polygonů mrazových klínů (52,2 % z celkové plochy polygonů mrazových klínů; tabulka 13).

Dalším možným vysvětlením může být rozmístění hydratovaných minerálů s obsahem vodíku na povrchu Marsu. Podle Feldman et al. (2004) je největší obsah vodíku (20 - 100 %) soustředěn právě v oblastech $\pm 60^\circ$ směrem k oběma pólům (obrázek 18). Pás -60° je pak opět velice bohatý na hydratované minerály, přičemž celkové plošné zastoupení areálů polygonů mrazových klínů je prakticky shodné s 60° na severní polokouli (tabulka 13). Prostředí vyšších marsovských šířek je tedy velice bohaté na podzemní led i na hydratované minerály.

Naopak nejméně hydratovaných minerálů se nachází v oblastech $< \pm 40^\circ$ (2 - 10 %). Led je v těchto oblastech nestabilní (Mellon a Jakosky, 1993; Farmer a Doms, 1979 in Carr, 2006) a bylo zde nalezeno procentuálně mnohem menší množství areálů polygonů mrazových klínů (19,1 %) než v oblastech vyšších šířek (80,9 %; tabulka 14). Podle Kreslavsky a Head (2000 in Levy, Head

a Marchant, 2009) je výskyt polygonálních sítí mrazových klínů zcela závislý na marsovské šířce, přičemž souvislý výskyt sítí mrazových klínů je kolem $\pm 60^\circ$, nesouvislým se stává v šířkách $\pm 30^\circ$ až $\pm 60^\circ$ š., směrem k rovníku pak úplně mizí. Tento fakt je podpořen téměř všemi podíly ploch kategorií 1-3 v jednotlivých marsovských šířkách (tabulka 13). Výraznou výjimkou je pouze pás -45° , kde významně absentují areály polygonů mrazových klínů. V pásu -45° se vyskytovalo pouze 2,8 % plochy areálů mrazových klínů kategorie 1-3. Areály se zde nicméně vyskytují na 6 snímcích z celkových 8. Znamená to tedy, že rozložení je na této rovnoběžce relativně rovnoměrné, nicméně co se velikosti plochy týče, velice malé. V pásu -45° se nacházejí polygony ve výškách kolem 4000 m nad nulovou hladinou (obrázek 44), a to v oblastech Tempe Terra a Terra Sabaea. Podle Feldman et al. (2004) se jedná o oblasti, které jsou chudší na výskyt hydratovaných minerálů (obrázek 18). Areály se zde nacházejí zejména v kráterech nebo níže položených oblastech.



Obrázek 45 – Výskyt údolních sítí (žlutá barva) a výtokových koryt (červená barva) na Marsu (Caplinger, 1995, upraveno).

Při porovnání pásů jižní a severní polokoule lze téměř u všech pásů nalézt symetrii v plošném zastoupení ($\pm 60^\circ$, $\pm 30^\circ$ a $\pm 15^\circ$; tabulka 13). Asymetrické jsou pouze pásy $\pm 45^\circ$, kde na severní polokouli bylo nalezeno 25,6 % a na jižní 2,8 % plochy areálů polygonů mrazových klínů (tabulka 13). Jak již bylo zmíněno, pás 45° leží v severních nížinách (cca 4000 m pod nulovou hladinou), zatímco pás -45° leží v jižních vrchovinách (cca 4000 m nad nulovou hladinou; obrázek 44). Jedná se o oblasti s maximální a minimální „nadmořskou výškou“, což může být právě jedním z důvodů absence polygonů mrazových klínů na jižní polokouli. Podle Carr (2006) je výskyt podzemního ledu, příp. vody méně pravděpodobný ve vyšších „nadmořských výškách“, přičemž oblast -45° je velice chudá i na výskyt hydratovaných minerálů. Tyto dva faktory mohou mít za následek výrazný propad ve výskytu areálů polygonů mrazových klínů v pásu -45° .

Výsledky diplomové práce naznačují, že rozložení polygonů mrazových klínů na Marsu je relativně rovnoměrné. Nalezneme areály jak na rovníku, tak i v nejvyšších šířkách, nicméně jejich plošné zastoupení v jednotlivých pásech už tak rovnoměrné není. Co se týká polygonů mrazových klínů na planetě Zemi, jejich rozložení není zcela rovnoměrné. Stejně jako na Marsu jsou polygony mrazových klínů na Zemi produktem permafrostu a jeho činné vrstvy. Na planetě Zemi je permafrost koncentrován zejména na severní polokouli, kde se vyskytuje cirkumpolárně.

5. 1. 2. Polygony mrazových klínů v kráterech

Z celého vzorku bylo 40,8 % areálů nalezeno v kráterech. Polygony mrazových klínů se nacházely jak v obrovských impaktních pánvích (Hellas Planitia, Argyre Planitia, kráter Huygens; obrázek 23), tak i v menších impaktních strukturách. Je tedy možné, že krátery jsou velice vhodným prostředím pro výskyt areálů polygonů mrazových klínů. U kráterů lze tento jev spojit s výskytem menších vodních těles (zejména jezer) v dobách, kdy byla planeta fluvialně aktivní (Carr, 2012). Podle Caplinger (1995) se v oblastech jižní polokoule (od cca 0° do -60°) vyskytují údolní sítě (obrázek 45), které byly aktivní v období noachianu a hesperianu. Vzhledem k tomu, že jižní polokouli tvoří povrch výrazně zbrzděný impaktními strukturami, je možné, že právě údolní sítě ústily do těchto míst. V důsledku ochlazování a vysychání planety (Andrews-Hanna a Lewis, 2011) pak mohlo být jejich prostředí velice vhodným prostředím pro vývoj mrazových klínů. U kráterů lze též předpokládat, že tlak a teplota uvnitř je vůči okolnímu reliéfu jiná a že je zde možnost alespoň krátkodobého dosažení trojného bodu, čímž se vytvoří prostředí vhodné pro výskyt vody v kapalném skupenství (NASA, 2000). Teoreticky tak mohla uvnitř kráterů vznikat prostředí vhodná pro formování mrazových klínů. Jedná se právě i o impaktní pánve Hellas Planitia a Argyre Planitia, kde tlak dosahuje i dvojnásobných hodnot než je jeho povrchový průměr (NASA, 2000).

Polygony mrazových klínů kategorie 1 byly v kráterech nalezeny hned v 9 areálech (39 % z celkového počtu areálů kategorie 1). Výskyt polygonů mrazových klínů v kráterech podporuje též výzkum Kreslavsky, Head a Marchant (2008), ovšem pouze ve vyšších šířkách. Polygony mrazových klínů v kráteru byly nalezeny nejen v pásech $\pm 45^\circ$ a $\pm 60^\circ$, ale i v oblastech Terra Sabaea, Arabia Terra a Tyrrhena Terra v šířkách $\pm 15^\circ$ š. Dalším zajímavým zjištěním bylo, že se polygony mrazových klínů nacházely i v rovníkové oblasti. Jediným digitalizovatelným vzorkem na rovníku byla právě síť polygonů v kráteru. Vysvětlení je možné najít hned v několika výše zmíněných studiích.

5. 1. 3. Polygony mrazových klínů v blízkosti stružek (gullies) a svahových pruhů (slope streaks)

U některých areálů polygonů mrazových klínů byly nalezeny specifické prvky prostředí. Jedná se např. o stružky (gullies) a svahové pruhy (slope streaks).

U 10 % z celkového počtu areálů mrazových klínů kategorie 1-3 byly nalezeny stružky. Všechny stružky spojené s areály mrazových klínů byly nalezeny v kráterech. V kráterech se našlo celkem 40,8 % areálů polygonů mrazových klínů kategorie 1-3, což znamená, že se ve 25,5 % areálů polygonů mrazových klínů kategorie 1-3 nalezených v kráterech se vyskytovaly stružky. Je tedy možné, že výskyt těchto dvou jevů (stružek a polygonů mrazových klínů) nemusí být náhodný. O původu stružek existuje mnoho teorií - např. teorie vzniku za pomoci tekoucí vody, pomocí výronů podzemní vody (např. v Malin a Edgett, 2000; Mellon a Phillips, 2001; Heldmann et al., 2007), tání sněhu, nebo podpovrchového ledu (např. Christensen, 2003; Dickson et al., 2007).

Ve 3 areálech byly nalezeny i tzv. „gullygons“. Tento jev je popsán v Levy, Head a Marchant (2009). Jedná se o polygony, které nejsou starší než ~ 1-2 miliony let a které se nacházejí přímo ve stružce (Riess et al., 2004 cit. v Levy, Head a Marchant, 2009).

U 8 % areálů polygonů mrazových klínů byl pozorován výskyt svažujících se tmavých a světlých pruhů (slope streaks). U slope streaks, stejně jako u stružek, existují hypotézy přisuzující jejich vznik přítomnosti vody (Bhardwaj et al., 2017). Tento fenomén se nachází zejména v rovníkových oblastech (Bhardwaj et al., 2017). Všechny areály polygonů mrazových klínů, v jejichž blízkosti se nacházely slope streaks byly nalezeny na rovníku nebo v pásu 15°. Vzhledem k nejasnému původu obou fenoménů (stružky i slope streaks) nelze jednoznačně tvrdit, že polygony vzniklé v jejich blízkosti jsou s nimi spojené.

5. 2. Morfometrické charakteristiky polygonů mrazových klínů a jejich environmentální interpretace

Přestože polygony mrazových klínů kategorie 1 se vyskytují ve všech šířkových páslech včetně rovníku, nejvíce se jich nachází v nejvyšších šířkách, tj. $\pm 60^\circ$ a 45° š. U třech pásů (15° , 0° a -45°) byl ovšem nalezen pouze jeden areál polygonů mrazových klínů kategorie 1. Jedná se o oblasti kolem rovníku, kde se nenachází stabilní podzemní led (Mellon a Jakosky, 1993, Farmer a Doms, 1979 in Carr, 2006) a obsah vodíku v hydratovaných minerálech (Feldman et al., 2004) též příliš nenasvědčuje přítomnosti vyvinutých mrazových polygonů kategorie 1. Obsah vodíku v hydratovaných minerálech je chudý i v pásu -45° .

Levy, Head a Marchant (2009) se ve svých dvou studiích zaměřili na výskyt polygonů pouze v páslech od $\pm 30^\circ$ do $\pm 80^\circ$. V rámci jejich studie bylo prozkoumáno celkem 832 snímků HiRISE (413 na severní, 410 na jižní polokouli) se zaměřením pouze na polygonální struktury menších měřítek (< 25 m v průměru), které byly dále roztříděny do 7 skupin podle morfologických charakteristik. První výběr snímků byl podmíněn marsovskou šířkou a číslem orbitu snímku – bylo vybráno cca 530 snímků. Tento výběr byl dále doplňován metodou nejbližšího souseda tak, aby na severní polokouli byly od sebe snímky vzdáleny v průměru 133 km, na jižní polokouli 94 km. Jejich výběr nebyl striktně náhodný. Polygony byly nalezeny na 57,7 % sledovaných snímků s rozložením 57 % v pásu na severní, 43 % v pásu na jižní polokouli. V rámci výzkumu bylo zjištěno, že rozložení polygonů je ve sledovaných oblastech relativně symetrické oběma polokoulím. Ve vzorku diplomové práce byly nalezeny polygony kategorie 1 sice jenom na 26,5 % snímcích (57 % z celkové plochy areálů polygonů mrazových klínů kategorie 1-3), nicméně jejich rozložení mezi polokoullemi odpovídá velice věrně předchozí studii. Celkově bylo nalezeno 634,3 km² areálů polygonů mrazových klínů kategorie 1, přičemž na severní polokouli bylo nalezeno 57 % polygonů, na jižní polokouli pak 43 % polygonů mrazových klínů kategorie 1.

Jelikož se polygony mrazových klínů vyskytují jak na severní, tak i na jižní polokouli, nedá se tvrdit, že má „nadmořská výška“ vliv na výskyt polygonů mrazových klínů, nicméně na jejich morfometrické charakteristiky již ano. Na jižní polokouli se polygony pohybují ve výškách od 2000 do 4000 m nad nulovou hladinou, na severní kolem -4000 m pod nulovou hladinou, přičemž na severní polokouli narůstá výška pomalu směrem k rovníku (obrázek 44). Na základě měření a statistických výpočtů bylo zjištěno, že se zvětšujícím se polygonem „nadmořská výška“ klesá. To se dá vysvětlit tak, že v nižších polohách severních nížin je vyšší pravděpodobnost výskytu podzemního ledu nebo vody než v oblasti jižních vrchovin (Carr, 2006). Vyvinutější polygony by se tedy obecně měly nacházet v oblastech severních plání. Podle Sletten, Fletcher a Hallet (2003) jsou polygony vyvinutější a pravidelnější s rostoucí dobou jejich vývoje. Pentagonální nebo hexagonální polygony se vyvíjí

$10^3 - 10^4$ let, jsou starší a vyvinutější. Ortogonální polygony dominují časovému měřítku cca 10^3 let. Právě v pásu 60° byly nalezeny zejména hexagonální polygony s průměrnou délkou polygonu kolem 73,6 m (tabulka 21). Dalším pásem, kde převažují hexagonální polygony je pás 45° (průměrná délka polygonu

42,1 m; tabulka 21). Polygony v pásu 60° mají převážně S-J orientaci (35 %), v pásu 45° dominují sice polygony s V-Z orientací (29 %), nicméně pouze o jeden procentní bod před S-J orientací (28 %). Dá se tedy usuzovat, že vyvinutější polygony mají převážně S-J orientaci, což potvrzuje i výskyt takto orientovaných polygonů v oblastech nejbližší k pólům ($\pm 60^\circ$ a 45°), kde se jejich morfometrické charakteristiky (průměrná délka, šířka, obvod, plocha a počet stran) významně liší od polygonů mrazových klínů ve všech ostatních pásích. Vyvinuté polygony se nacházejí i v pásu -60° . Převažují zde pentagonální polygony se S-J orientací (44 %; průměrná délka 64,2 m). Tyto pásy ($\pm 60^\circ$ a 45°) jsou typické svým vysokým obsahem vodíku v hydratovaných minerálech (Feldman et al., 2004) a zároveň do těchto oblastí zasahují sezónní polární čepičky.

Průměr polygonů se podle Frenche (2007) pohybuje na planetě Země od 14 – 40 m. Na Marsu se nalézají polygony v rozpětí od několika metrů až do desítek metrů (Lachenbruch, 1962, Washburn, 1973, Pewe, 1974, Black, 1982, Plug and Werner, 2001 in Levy, Head a Marchant, 2009; Mangold, 2005). Podle Mangolda (2005) lze na Marsu nalézt polygony v rozpětí od 15 - 300 m, přičemž ty největší byly nalezeny v oblasti kolem jižní polární čepičky (50 - 300 m) a menší byly rovnoměrně rozmístěny kolem $\pm 55^\circ$. V jeho studii byly použity snímky z Mars Orbiter Camera (Mars Global Surveyor), které mají menší rozlišení než snímky z HiRISE. Jak již bylo zmíněno v předchozí kapitole, na Marsu byly v rámci diplomové práce nalezeny polygony v rozpětí délky od 4,3 m až do 427,8 m, průměrná délka celého vzorku je 40,7 m. Nejmenší polygony byly nalezeny hlavně na rovníku a v oblasti -30° , ty největší v oblastech $\pm 60^\circ$ a 45° (tabulka 21). Znamená to tedy, že prostředí Marsu vytváří vhodnější prostředí pro vývoj polygonů mrazových klínů. Tento fakt se dá přisuzovat klimatickým, vegetačním aj. specifickým prostředí planety.

Vzhledem k vyvinutosti polygonů lze předpokládat, že právě v nejvyšších marsovských šířkách severní polokoule se nachází ty nejstarší a nejvyvinutější polygony, nicméně podle Levy, Head a Marchant (2009) se stáří polygonů na severní polokouli snižuje od nižších šířek směrem k pólu (od ~ 1 do $< 0,1$ mil. let). Znamenalo by to tedy, že největší nalezené polygony by mohly být zároveň i těmi nejmladšími. Toto tvrzení podporuje i stáří severní polární čepičky. Podle Fishbaugh a Head (2001) je led severní polární čepičky starý zhruba 100 tisíc let. Podle Sletten, Fletcher a Hallet (2003) je to dostatečná doba k vývoji hexagonálních a pentagonálních polygonů, nicméně vyvstává otázka, proč jsou starší polygony v nižších šířkách (v pásu 30° a 15°) menší a méně vyvinutější v počtu stran. Příčinou může být rychlé vysychání rovníkových oblastí, které neumožnilo polygonům mrazových klínů dostatečně se vyvinout. Tyto změny nastaly zhruba před 10 miliony lety následkem změn ve

sklonu rotační osy. V této době pravděpodobně došlo k velkým výkyvům v náklonu rotační osy (od 10° do 45°), které měly nejprve za následek masivní tání severní polární čepičky, kdy se voda z polárních oblastí transportovala směrem k rovníku, a poté opětovné vysychání a chladnutí planety (Laskar et al., 2004). Vliv na to, že jsou polygony mrazových klínů menší, i když jsou potenciálně starší, může mít i „nadmořská výška“, kdy ve vyšších oblastech není dostatek podzemního ledu, nebo v minulosti nebýval dostatek vody k formování polygonů mrazových klínů.

Další důležitý fakt pro polygony severní polokoule je ten, že sezónní část severní polární čepičky dosahuje v současné době až do 55° š. (Barlow, 2008; Carr, 2006). Všechny tyto faktory mohly mít zásadní vliv na periglaciální prostředí oblasti nejvyšších šířek severní polokoule, tzn. i na utváření polygonů mrazových klínů, jejich vývoj a současný vzhled.

Velké polygony byly též nalezeny na jižní polokouli v -60°, tyto polygony lze nalézt ve vyšších „nadmořských výškách“ (cca 2000 m nad nulovou hladinou). Na jihu dosahuje sezónní část z důvodu delšího trvání zimy až -40° š. (Barlow, 2008; Carr, 2006). Zároveň je s výskytem hydratovaných minerálů v těchto oblastech očekávatelné, že se zde polygony budou vyskytovat hojně.

Permafrost se vyskytuje ve všech marsovských šířkách na povrchu Marsu, přičemž jeho hloubka se zvětšuje od rovníku (3,5 km) směrem do polárních oblastí (8 km; Anderson, 1985). Polygony mrazových klínů kategorie 1 byly nalezeny ve všech sledovaných pásích, což tento fakt potvrzuje. Nicméně mocnost permafrostu se mění v závislosti na topografii povrchu (Levy, Head a Marchant, 2008), tzn., že v severních nížinách se bude pravděpodobně vyskytovat ve větších hloubkách než ve vyšších „nadmořských výškách“. Vzhledem k tomu, že byly v oblastech nejvyšších marsovských šířek $\pm 60^\circ$ a 45° nalezeny nejvyvinutější a největší polygony, lze předpokládat, že je zde permafrost nejmocnější. S permafrostem úzce souvisí i hloubka polygonů mrazových klínů. Podle Lachenbruch (1962 in Kysilka, 2012) lze najít závislost mezi průměrem polygonu mrazového klínu a jeho hloubkou (průměr polygonu se rovná zhruba 2*hloubce ledového klínu). Pokud by tento vztah platil, opět by se dalo usuzovat, že ty nejhlubší polygony byly nalezeny v nejvyšších marsovských šířkách. Ovšem vzhledem k tomu, že na hloubku polygonu mají vliv i jiné specifické faktory prostředí, je třeba na toto tvrzení přihlížet s nadhledem.

Zajímavým zjištěním byl výskyt relativně velkých polygonů v pásu 15°, což se na základě předchozích studií nedalo zcela očekávat. Průměrná délka polygonu v této oblasti je 32,2 m. Je ovšem nutné podotknout, že se jedná o vzorek pouze z jednoho snímku a že se tedy může jednat o pouhou výjimku. Je též nutné zmínit fakt, že se jedná o polygony nalezené v bezprostřední blízkosti fenoménu svahových pruhů (slope streaks) diskutované v předchozí kapitole, u kterých není zcela jasné, jak vznikají, přičemž je jednou z teorií vznik za přítomnosti vody (Bhardwaj et al., 2017).

6. ZÁVĚR

Diplomová práce se zaměřila především na periglaciální oblasti Marsu s výskytem mrazových klínů. Jejím cílem bylo zmapování vybraných oblastí, zjištění jejich morfologických a polohových charakteristik. Na základě vlastností pozemských mrazových klínů jako geoindikátorů, pak byly vyvozovány možné interpretace o vzniku jejich marsovských ekvivalentů a o prostředí Marsu.

V rešeršní části práce, z největší části z odborné zahraniční literatury, byl vytvořen přehled o přírodním prostředí planety Mars, o současném i minulém výskytu vody a ledu na jeho povrchu, kteréžto poznatky pak úzce souvisely s navazujícími kapitolami o periglaciálním reliéfu planety a jeho podobách se zaměřením právě na mrazové klíny a jejich polygonální sítě.

Na základě samotného výzkumu práce byly vyvozeny tyto závěry:

- Polygony mrazových klínů nejsou na povrchu Marsu rozmístěny rovnoměrně, nejméně jich je vyvinuto v okolí rovníku (0,21 %) a nejvíce je jich vyvinuto v nejvyšších marsovských šířkách, tj. v pásech $\pm 60^\circ$ (52,52 %) a 45° (25,59 %). Dá se konstatovat, že zastoupení polygonů mrazových klínů v ekvivalentních pásech na severní a jižní polokouli je obdobné.
- Polygony se vyskytovaly v rozpětí výšek od cca 4000 m nad nulovou hladinou až cca -4000 m pod nulovou hladinou. S klesající výškou se polygony zvětšují v délce, šířce, obvodu, ploše polygonu.
- Největší polygony (průměrná délka se pohybuje v rozmezí 42,1 - 73,6 m) byly nalezeny v severních nížinách i v jižních vrchovinách v oblastech s vysokým obsahem vodíku v hydratovaných minerálech. Nejmenší polygony (průměrná délka 7,7 m) mrazových klínů byly naopak nalezeny v oblastech kolem rovníku.
- Vhodným prostředím pro formování polygonů mrazových klínů je prostředí uvnitř kráterů (40,8 % nalezených areálů).
- V okolí 10 % areálů mrazových klínů byly nalezeny stružky (gullies) a u 8 % areálů svahové pruhy (slope streaks).
- V celém vzorku převažují pentagonální polygony, které se vyskytují zejména na jižní polokouli (v pásech 0° , -15° , -30° a -60°). Ty jsou pak následované ortogonálními (v pásech 15° , 30° a -45°). Hexagonální polygony byly nalezeny pouze na severní polokouli v pásech 45° a 60° .
- Nejčastěji jsou polygony orientované severojižním směrem (29 %). Polygony severojižního směru se nacházeli v nejvyšších marsovských šířkách $\pm 60^\circ$ a v pásu -15° .

- Vzhledem k velikostem polygonů mrazových klínů se dá usuzovat, že permafrost je nejmnocnější v oblastech $\pm 60^\circ$ a 45° a že se zde pravděpodobně vyskytují i nejhlubší polygony mrazových klínů.
- Marsovské klíny mají oproti pozemským polygonům větší variabilitu rozměrů (délka polygonu se pohybuje od 4,3 m do 427,8 m) a jsou rozloženy rovnoměrněji po celé planetě.

Výsledky práce potvrdily nejen dosavadní studie o rozložení polygonů mrazových klínů ve vyšších šířkách, ale přinesly i nové poznatky vhodné k dalšímu výzkumu. Budoucí studie zaměřující se na polygony mrazových klínů planety Mars by se mohly zabývat výskytem polygonů v kráterech a vliv jejich prostředí na formování a morfometrii polygonů mrazových klínů.

7. SEZNAM POUŽITÝCH ZDROJŮ

7. 1. Použitá literatura

- AGEE, C. B., WILSON, N. V., MCCUBIN, F. M., ZIEGLER, K. and 12 others (2013): *Unique Meteorite from Early Amazonian Mars: Water-Rich Basaltic Breccia Northwest Africa 7034*. Science, vol. 339, issue 6121, p. 780-785.
- ACHILLE, G. D., HYNEK, B. M. (2010): *Ancient oceans on Mars supported by global distribution of deltas and valleys*. Nature Geoscience, 3, p. 459-463.
- AL-HASHEMI, H. M. B., AL-AMOUDI, O. S. B. (2018): *A review on the angle of repose of granular materials*. Powder Technology, vol. 330, p. 397 – 417.
- ANDERSON, D. M. (1985): *Subsurface Ice and Permafrost on Mars*. Ices in the Solar System, vol. 156, p. 565-581.
- ANDREWS-HANNA, J. C., LEWIS, K. W. (2011): *Early Mars hydrology. II. Hydrological evolution in the Noachian and Hesperian epochs*. Journal of Geophysical Research, vol. 116, issue E2, E02007.
- BAKER, V. R., CARR, M. H., GULICK, V. C., WILLIAMS, C. R., MARLEY, M. S. (1992): *Channels and Valley Networks*. Lunar and Planetary Exploration, Arizona, p. 493-522.
- BAKER, V. (2001): *Water and the martian landscape*. Nature, vol. 412, p. 228–236.
- BAKER, V. (2006): *Geomorphological Evidence for Water on Mars*. Department of Hydrology and Water Resources, The University of Arizona, vol. 2, p. 139-143.
- BARLOW, N. (2008): *Mars: An Introduction to its Interior Surface and Atmosphere (Cambridge planetary science series)*. Cambridge University Press, New York, 277 p.
- BHARDWAJ, A., SAM, L., MARTÍN-TORRES, F. J., ZORZANO, M. P., FONSECA, R. M. (2017): *Martian slope streaks as plausible indicators of transient water activity*. Nature, Scientific Reports 7, Article number 7074.
- BIBRING, J., LANGEVIN, Y., MUSTARD, J. F., POULET, F., ARVIDSON, R., GENDRIN, A., GONDET, B., MANGOLD, PINET, P., FORGET, F., OMEGA TEAM (2006): *Global Mineralogical and Aqueous Mars History Derived from OMEGA/Mars Express Data*. Science, vol. 312, p. 400-404.
- BLACK, R. F. (1976): *Periglacial features indicative of permafrost: Ice and soil wedges*. Quaternary Research, vol. 6, issue 1, p. 3-26.
- BLACK, B., MITTAL, T. (2015): *The demise of Phobos and development of a Martian ring system*. Nature Geoscience, vol. 8, issue 12, p. 913–917.
- BROOKER, L. M., BALME, M. R., CONWAY, S. J., HAGERMANN, A., BARRETT, A. M., COLLINS, G. S., SOARE, R. J. (2018): *Clastic Polygonal Networks Around Lyot Crater, Mars: Possible Formation Mechanisms From Morphometric Analysis*. Icarus, 302, p. 386–406.
- CARR, M. (2006): *The Surface of Mars (Cambridge planetary science series)*. Cambridge University Press, New York, 307 p.
- CARR, M. (2012): *The fluvial history of Mars*. Philosophical Transaction: Mathematical, Physical and Engineering Sciences, 370, vol. 1966, p. 2193-2215.

- CASSATA, W. S., COHEN, B. E., MARK, D. F., TRAPPITSCH, R., CROW, C. A., WIMPENNY, J., LEE, M. R., SMITH, C. L. (2018): *Chronology of martian breccia NWA 7034 and the formation of the martian crustal dichotomy*. Science Advances, vol. 4, issue 5, 11 p.
- CERTINI, G., SCALENGHE, R., AMUNDSON, R. (2009): *A view of extraterrestrial soils*. European Journal of Soil Science, vol. 60, issue 6, p. 1078-1092.
- CLIFFORD, S. M., LASUE, J., HEGGY, E., BOISSON, J., MCGOVERN, P., MAX, M. D. (2010): *Depth of the Martian cryosphere: Revised estimates and implications for the existence and detection of subpermafrost groundwater*. Journal of Geophysical Research, vol. 115, p. E07001.
- COSTARD, F., FORGET, F., MANGOLD, N., PEULVAST, J. P. (2002): *Formation of Recent Martian Debris Flows by Melting of Near-Surface Ground Ice at High Obliquity*. Science, vol. 295, issue 5552, p. 110-113.
- DICKSON, J. L., HEAD, J. W., KRESLAVSKY, M. (2007): *Martian gullies in the southern midlatitudes of Mars: Evidence for climate-controlled formation of young fluvial features based upon local and global topography*. Icarus, vol. 188, p. 315–323.
- DIEZ, A. (2018): *Liquid water on Mars*. Science, vol. 361, issue 6401, p. 448-449.
- DUNDAS, C. M., DINIEGA, S., MCEWEN, A. S. (2015): *Long-term monitoring of Martian gully formation and evolution with MRO/HiRISE*. Icarus, vol. 251, p. 244–263.
- DUNDAS, C. M., MCEWEN, A. S., CHOJNACKI, M., MILAZZO, M. P., BYRNE, S., MCELWAINE, J. N., URSO, A. (2017): *Granular flows at recurring slope lineae on Mars indicate a limited role for liquid water*. Nature Geoscience, vol. 10, issue, p. 903-907.
- FAWDON, P. (2016). *The Volcanic Evolution of Syrtis Major Planum, Mars*. PhD thesis The Open University, 376 p.
- FELDMAN, W. C. et al. (2004): *Global distribution of near-surface hydrogen on Mars*. Journal of Geophysical Research, vol. 109, issue E9.
- FISHBAUGH, K. E., HEAD, J. W. (2001): *Comparison of the North and South Polar Caps of Mars: New Observations from MOLA Data and Discussion of Some Outstanding Questions*. Icarus, vol. 154, issue 1, p. 145-161.
- FORGET, F. (2011): *Polar Layered Deposits (Mars)*. In: Gargaud M. et al. (eds) Encyclopedia of Astrobiology. Springer, Berlin, Heidelberg.
- FRENCH, H. M. (2007): *The periglacial environment*. 3. vydání, Wiley, 458 p.
- GARRY, W. B., BLEACHER, J. E. (2011): *Analogues for Planetary Exploration*. The Geological Society of America Inc., Colorado, 567 p.
- GLOTCH, T. D., EDWARDS, C. S., YESILTAS, M., SHIRLEY, K. A., MCDUGALL, D. S., KLING, A. M., et al. (2018): *MGS-TES spectra suggest a basaltic component in the regolith of Phobos*. Journal of Geophysical Research: Planets, vol. 123, issue 10, p. 2467-2484.
- GROTT, M., BARATOUX, D., HAUBER, E. and 12 others (2012): *Long – Term Evolution of the Martian Crust – Mantle System*. Space Science Reviews, vol. 174, issue 1-4, p. 49-111.

- HAYWARD, R. K., MULLINS, K. F., FENTON, L. K., HARE, T. M., TITUS, T. N., BOURKE, M. C., COLAPRETE, A., CHRISTENSEN, P. R. (2007): *Mars Global Digital Dune Database and initial science results*. Journal of Geophysical Research, vol. 112, issue E11.
- HEAD, J., HIESINGER, H., IVANOV, M. A., KRESLAVSKY, M. A., PRATT, S., THOMSON, B. J. (1999): *Possible Ancient Oceans on Mars: Evidence from Mars Orbiter Laser Altimeter Data*. Science, vol. 286, issue 5447, p. 2134-2137.
- HELDMANN, J. L., CARLSSON, E., JOHANSSON, H., MELLON, M. T., TOON, O. B. (2007): *Observations of Martian gullies and constraints on potential formation mechanisms: II. The northern hemisphere*. Icarus, vol. 188, p. 324-344.
- HERR, K. C., PIMENTEL, G. C. (1970): *Evidence for Solid Carbon Dioxide in the Upper Atmosphere of Mars*. Science, vol. 167, issue 3914, p. 47-49.
- HORNECK, G. (2008): *The microbial case for Mars and its implications for human expeditions to Mars*. Acta Astronautica, vol. 63, issue 7-10, p. 1015-1024.
- CHRISTENSEN, P. R. (2003): *Formation of recent Martian gullies through melting of extensive water-rich snow deposits*. Nature, vol. 422, p. 45-48.
- JAKOSKY, B. M., SLIPSKI, M., BENNA, M., MAHAFFY, P., ELROD, M., YELLE, R., STONE, S., ALSAEED, N. (2017): *Mars' atmospheric history derived from upper-atmosphere measurements of $^{38}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$* . Science, vol. 355, issue 6332, p. 1408-1410.
- KRESLAVSKY, M. A., HEAD, J. W., MARCHANT, D. R. (2008): *Periods of active permafrost layer formation during the geological history of Mars: Implications for circum-polar and mid-latitude surface processes*. Planetary and Space Science, vol. 56, issue 2, p. 289-302.
- KYSILKA, T. (2012): *Polohové a klimatické faktory ovlivňující morfologické charakteristiky polygonů ledových klínů arktické zóny*. Diplomová práce. Katedra fyzické geografie a geoekologie PřF UK, Praha.
- LASKAR, J., CORREIA, A. C. M., GASTINEAU, M., JOUTEL, F., LEVRARD, B., ROBUTEL, P. (2004): *Long term evolution and chaotic diffusion of the insolation quantities of Mars*. Icarus, vol. 170, issue 2, p. 343-364.
- LEVY, J. S., HEAD, J. W., MARCHANT, D. R. (2009): *Thermal contraction crack polygons on Mars: A synthesis from HiRISE, Phoenix, and terrestrial analog studies*. Icarus, vol. 206, issue 1, p. 229-252.
- LEVY, J. S., HEAD, J. W., MARCHANT, D. R. (2009): *Thermal contraction crack polygons on Mars: Classification, distribution, and climate implications from HiRISE observation*. Journal of Geophysical Research, vol. 114, E01007.
- LEVY, J. S., HEAD, J. W., MARCHANT, D. R. (2011): *Gullies, polygons and mantles in Martian permafrost environments: cold desert landforms and sedimentary processes during recent Martian geological history*. Geological Society London Special Publications, vol. 354, issue 1.
- MALIN, M. C., EDGETT, K. S. (2000): *Evidence for recent groundwater seepage and surface runoff on Mars*. Science, vol. 288, issue 5475, p. 2330-2335.
- MALIN, M. C., EDGETT, K. S. (2001): *Mars Global Surveyor Mars Orbiter Camera: Interplanetary cruise through primary mission*. Journal of Geophysical Research, vol. 106, no. E10, p. 23429-23570.

- MANGOLD, N. (2005). *High latitude patterned ground on Mars: Classification, distribution and climatic control*. *Icarus*, 174, p. 336-359.
- MARCHANT, D. R., HEAD, J. W. (2007): *Antarctic Dry Valleys: Microclimate zonation, variable geomorphic processes, and implications for assessing climate change on Mars*. *Icarus*, vol. 192, p. 187–222.
- MCEWEN, A. S., OJHA, L., MATTSON, S. S., BYRNE, S., WRAY, J. J., CULL, S. C., MURCHIE, S. L., THOMAS, N., GULICK, V. C. (2011): *Seasonal Flows on Warm Martian Slopes*. *Science*, volume 333, issue 6043, p. 740-743.
- MELLON, M. T., JAKOSKY, B. M. (1993): *Geographic Variations on the Thermal and Diffusive Stability of Ground Ice on Mars*. *Journal of Geophysical Research*, vol. 98, issue E2, p. 3345-3364.
- MELLON, M. T., PHILLIPS, R. J. (2001): *Recent gullies on Mars and the source of liquid water*. *Journal of Geophysical Research*, vol. 106, issue E10, p. 23165–23179.
- MELOUN, M., MILITKÝ, J. (2002): *Kompedium statistického zpracování dat*. Nakladatelství Academia, Praha, 766 p.
- MUSSELWHITE, D. S., SWINDLE, T. D., LUNINE, J. I. (2001): *Liquid CO₂ breakout and the formation of recent small gullies on Mars*. *Geophysical Research Letters*, vol. 28, p. 1283–1285.
- NÚÑEZ, J. I., BARNOUIN, O. S., MURCHIE, S. L., SEELOS, F. P., MCGOVERN, J. A., SEELOS, K. D., BUCZKOWSKI, D. L. (2016): *New insights into gully formation on Mars: Constraints from composition as seen by MRO/CRISM*. *Geophysical Research Letters*, vol. 43, issue 17, p. 8893-8902.
- OJHA, L., WILHELM, W. B., MURCHIE, S. L., MCEWEN, A. S., WRAY, J. J., HANLEY, J., MASSÉ, M., CHOJNACKI, M. (2015): *Spectral evidence for hydrated salts in recurring slope lineae on Mars*. *Nature Geoscience*, vol. 8, p. 829-832.
- OROSEI, R., LAURO, S. E., PETTINELLI, E. and 19 others (2018): *Radar evidence of subglacial liquid water on Mars*. *Science*, vol. 361, issue 6401, p. 490-493.
- PAIGE, D. A. (2002): *Near-surface liquid water on Mars*. *Lunar and Planetary Science*, vol. 33.
- PLATZ, T., MICHAEL, G. (2011): *Eruption history of the Elysium Volcanic Province, Mars*. *Earth and Planetary Science Letters*, vol. 312, issue 1-2, p. 140-151.
- RODRÍGUEZ, J., GULICK, V., BAKER, V. R. and 6 others (2014): *Evidence for Middle Amazonian catastrophic flooding and glaciation on Mars*. *Icarus*, vol. 242, p. 202-210.
- SANTOS, A. R., AGEE, C. B., MCCUBBIN, F. M., SHEARER, C. K., BURGER, P. V., TARTÉSE, R., ANAND, M. (2015): *Petrology of igneous clasts in Northwest Africa 7034: Implications for the petrologic diversity of the martian crust*. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, vol. 157, p. 56-85.
- SEGURA, T. L., TOON, O. B., COLAPRETE, A., ZAHNLE, K. (2002): *Environmental effects of large impacts*. *Science*, vol. 298, issue 5600, p. 1977–1980.
- SHINBROT, T., DUONG, N. H., KWAN, L., ALVAREZ, M. M. (2004): *Dry granular flows can generate surface features resembling those seen on Martian gullies*. *PNAS*, vol. 101, issue 23, p. 8542 – 8546.

- SLAYMAKER, O., KELLY, R. E. J. (2007): *The Cryosphere and Global Environmental Change*. Environmental Systems and Global Change Series, Blackwell Publishing, 261 p.
- SLEEP, N. H. (1994). *Martian plate tectonics*. Journal of Geophysical Research, vol 99, p. 5639-55.
- SLETTEN, R. S., FLETCHER, R. C., HALLET, B. (2003): *Resurfacing time of terrestrial surfaces by the formation and maturation of polygonal patterned ground*. Journal of Geophysical Research Atmospheres, vol. 108, issue E4, 8044.
- SOARE, R. J., CONWAY, S. J., DOHM, J. M. (2014): *Possible ice-wedge polygons and recent landscape modification by „wet“ periglacial processes in and around the Argyre impact basin, Mars*. Icarus, vol. 233, p. 214-228.
- SOLOMON, S. C., AHARONSON, O., AURNOU, J. M., BARNEDT, W. B. and 14 others (2005): *New perspectives on ancient Mars*. Science, 307, p. 1214-20.
- TANAKA, K. L., SKINNER, J. A., DOHM, J. M., IRWIN, R. P., KOLB, E. J., FORTEZZO, C. M., PLATZ, T., MICHAEL, G. G., HARE, T. M. (2014): *Geologic map of Mars*. U. S. Geological Survey Scientific Investigations Map 3292, scale 1:20 000 000, pamphlet 43 p.
- TREIMAN, A. H. (2003): *Geologic settings of Martian gullies: Implications for their origins*. Journal of Geophysical Research, vol. 108, issue E4, p. 8031.
- VAN GASSELT, S., REISS, D., THORPE, A. K., NEUKUM, G. (2005): *Seasonal variations of polygonal thermal contraction crack patterns in a south polar trough, Mars*. Journal of Geophysical Research, vol. 110, E08002.
- WASHBURN, A. L. (1973): *Periglacial processes and environments*. London: Edward Arnold, 320 p.
- WEIJERMARS, R. (1986): *The polar spirals of Mars may be due to glacier surges deflected by Coriolis forces*. Earth and Planetary Science Letters, vol. 76, issue 3-4, p. 227-240.
- WILHELMS, D. E., SQUYRES, S. W. (1984): *The martian hemisphere dichotomy may be due to a large impact*. Nature, vol 309, p. 138-140.
- WILLIAMS, D. A., GREELEY, R., FERGASON, R. and 13 others (2009): *The Circum-Hellas Volcanic Province, Mars: Overview*. Planetary and Space Science, vol. 57, issue 8-9, p. 895-916.
- WISE, D. U., GOLOMBEK, M. P. and MCGILL, G. E. (1979): *Tectonic evolution of Mars*. Journal of Geophysical Research, vol. 84, p. 7934-9.
- YUNG, Y., CHEN, P., NEALSON, K. H., SUSHIL, A. K. and 33 others (2018): *Methane on Mars and Habitability: Challenges and Responses*. Astrobiology, vol. 18, issue 10, p. 1221-1242.
- ZHONG, S., ZUBER, M. T. (2001): *Degree-1 mantle convection and the crustal dichotomy on Mars*. Earth Planetary Science Letters, vol. 189, p. 75-84.

7. 2. Použité internetové zdroje

- CAPLINGER, M. (1995): *Channels and Valleys* [online]. [cit. 27. 7. 2019].
Dostupné z: <https://www.msss.com/http/ps/channels/channels.html>
- EBEL, D. S. - *Triple points and planets* (2018): [online]. [cit. 9. 11. 2018].
Dostupné z: <http://research.amnh.org/~debel/eduSource1/resource1.html>
- GABZDYL, P., PÍŠALA, J. – *Fyzika Sluneční soustavy - Atmosféry planet I – terestrické planety* (2017): [online]. [cit. 18. 10. 2018].
Dostupné z: https://is.muni.cz/el/1431/jaro2017/F3160/um/F3160_07_-_Atmosfery_planet_I_-_terestricke_planety.pdf
- IAU - *International Astronomical Union - Gazetteer of Planetary Nomenclature: Mars: MOLA global images* (2018): [online]. [cit. 27. 6. 2019].
Dostupné z: <https://catalog.data.gov/dataset/gazetteer-of-planetary-nomenclature-mars-mola-global-images>
- Lunar and Planetary Institute - *Explore! Ice Worlds!* (2018): [online]. [cit. 11. 10. 2018].
Dostupné z: <https://www.lpi.usra.edu/education/explore/ice/background/iceSolarSystem/>
- Meteoritical Bulletin Database (2018): [online]. [cit. 27. 7. 2019].
Dostupné z: <https://www.lpi.usra.edu/meteor/metbull.php>
- NASA - *Making a Splash on Mars* (2000): [online]. [cit. 5. 11. 2018].
Dostupné z: https://science.nasa.gov/science-news/science-at-nasa/2000/ast29jun_1m
- NASAFacts – *Mars Reconnaissance Orbiter* (2005): [online]. [cit. 2. 4. 2019]. Dostupné z: <https://mars.nasa.gov/mro/files/mro/MRO-060303.pdf>
- NASA/JPL/Malin Space Science Systems – *Gullies* (2006): [online]. [cit. 9. 11. 2018].
Dostupné z: <https://jpl.jpl.nasa.gov/spaceimages/details.php?id=PIA08105>
- NASA/JPL-Caltech/MSSS – *Astronomy Picture of the Day* (2006): [online]. [cit. 1. 3. 2019].
Dostupné z: <https://apod.nasa.gov/apod/ap060515.html>
- NASA – *MOLA: Topographic map of Mars* (2007): [online]. [cit. 19. 10. 2018].
Dostupné z: https://attic.gsfc.nasa.gov/mola/images/mercat_med.jpg
- NASA/JPL/University of Arizona – *Scallop and Polygonal Features in Utopia Planitia* (2007): [online]. [cit. 31. 1. 2019]. Dostupné z: https://www.uahirise.org/PSP_002070_2250
- NASA/JPL/University of Arizona – *Unusual Mound in North Polar Layered Deposits* (2008): [online]. [cit. 11. 1. 2019]. Dostupné z: https://hirise.lpl.arizona.edu/PSP_009855_2625
- NASA/JPL-Caltech/University of Rome/Southwest Research Institute/University of Arizona – *Radargram (labeled)* (2009): [online]. [cit. 18. 3. 2019].
Dostupné z: <https://mars.nasa.gov/resources/3160/radargram-labeled/>
- NASA/JPL/University of Arizona – *Wavy-Looking Layers in the North Polar Layered Deposits* (2012): [online]. [cit. 11. 1. 2019]. Dostupné z: https://www.uahirise.org/ESP_027058_2625
- NASA/JPL/University of Arizona – *Well-Preserved 5-Kilometer Impact Crater* (2012): [online]. [cit. 31. 1. 2019]. Dostupné z: https://www.uahirise.org/ESP_028857_1255

- NASA/JPL-Caltech/MSSS – *NASA Rover Finds Old Streambed on Martian Surface* (2012): [online]. [cit. 1. 3. 2019]. Dostupné z: https://www.nasa.gov/mission_pages/msl/news/msl20120927.html
- NASA – *Mars Rover Fully Analyzes First Soil Samples* (2012): [online]. [cit. 2. 11. 2018]. Dostupné z: https://www.nasa.gov/mission_pages/msl/news/msl20121203.html
- NASA/JPL/University of Arizona – *Recurring Slope Lineae in Juventae Chasma* (2013): [online]. [cit. 11. 1. 2019] Dostupné z: https://www.uahirise.org/ESP_030373_1755
- NASA/JPL/University of Arizona – *Polygonal Dunes* (2013): [online]. [cit. 8. 7. 2019] Dostupné z: https://www.uahirise.org/ESP_031138_1380
- NASA/JPL-Caltech/MSSS – *NASA's Curiosity Rover Team Confirms Ancient Lake on Mars* (2015): [online]. [cit. 1. 3. 2019]. Dostupné z: <https://www.jpl.nasa.gov/news/news.php?feature=4734>
- NASA/JPL-Caltech/MSSS – *Vista from Curiosity Shows Crossbedded Martian Sandstone* (2015): [online]. [cit. 1. 3. 2019]. Dostupné z: <https://www.jpl.nasa.gov/spaceimages/details.php?id=pia19818>
- NASA – *Recurring Martian Streaks: Flowing Sand, Not Water?* (2017): [online]. [cit. 11. 12. 2018]. Dostupné z: <https://www.nasa.gov/feature/jpl/recurring-martian-streaks-flowing-sand-not-water>
- NASA – *Mars Fact Sheet* (2018): [online]. [cit. 26. 2. 2019]. Dostupné z: <https://nssdc.gsfc.nasa.gov/planetary/factsheet/marsfact.html>
- NASA – *Dry Ice on Mars* (2018): [online]. [cit. 13. 1. 2018]. Dostupné z: <https://solarsystem.nasa.gov/resources/2165/dry-ice-on-mars/>
- NASA – *Mars InSight Mission: NASA's InSight Detects First Likely 'Quake' on Mars* (2019): [online]. [cit. 23. 6. 2019]. Dostupné z: <https://mars.nasa.gov/news/8430/nasas-insight-detects-first-likely-quake-on-mars/?site=insight>
- The Mars Climate Database Projects: *Martian Seasons and Solar Longitude* (2018): [online]. [cit. 24. 4. 2019] Dostupné z: http://www-mars.lmd.jussieu.fr/mars/time/solar_longitude.html
- The University of Arizona – *HiRISE – Camera Technical Specifications* (2006): [online]. [cit. 2. 4. 2019]. Dostupné z: <https://www.uahirise.org/specs/>
- Virtualmicroscope – *NWA 7034 (Black Beauty)* (2011): [online]. [cit. 31. 1. 2019]. Dostupné z: <https://www.virtualmicroscope.org/content/nwa-7034-black-beauty>

7. 3. Použité softwarové programy

ESRI. Inc. (2010): *ArcMap 10*, <http://www.esri.com/>

NASA/JPL/University of Arizona - *HiView Image Viewer 1.5.0* (2011):
<https://pirlwww.lpl.arizona.edu/software/HiView/download.php>

TIBCO Software Inc.: *Statistica 13.4* (2018): <http://www.statsoft.cz/>

8. SEZNAM PŘÍLOH

8. 1. Seznam obrázků

<i>Obrázek 1 – Geologická historie Marsu a Země.....</i>	<i>12</i>
<i>Obrázek 2 – Horniny na Marsu</i>	<i>13</i>
<i>Obrázek 3 – Topografická mapa Marsu</i>	<i>15</i>
<i>Obrázek 4 – Segment znázorňující povrch Marsu od 0°-90° východní délky s vyznačenými hlavními strukturami</i>	<i>17</i>
<i>Obrázek 5 – Segment znázorňující povrch Marsu od 90°-180° východní délky s vyznačenými hlavními strukturami.....</i>	<i>18</i>
<i>Obrázek 6 – Segment znázorňující povrch Marsu od 180°-270° východní délky s vyznačenými hlavními strukturami.....</i>	<i>19</i>
<i>Obrázek 7 – Segment znázorňující povrch Marsu od 270°-0° východní délky s vyznačenými hlavními strukturami</i>	<i>20</i>
<i>Obrázek 8 – Fluviální historie Marsu.....</i>	<i>23</i>
<i>Obrázek 9 – Meteorit NWA 7034 známý též pod názvem Black Beauty a jeho výřez</i>	<i>25</i>
<i>Obrázek 10 – Graf s trojnými body tří sloučenin a postavení některých vesmírných těles v ní</i>	<i>26</i>
<i>Obrázek 11 – Strže (gullies)</i>	<i>27</i>
<i>Obrázek 12 – Recurring slope lineae (RSL) – opakující se svahové linie</i>	<i>28</i>
<i>Obrázek 13 – Slope Streaks – svahové pruhy</i>	<i>29</i>
<i>Obrázek 14 – Radargram vrstvených uloženin severní polární čepičky z přístroje SHARAD – Mars Reconnaissance Orbiter</i>	<i>31</i>
<i>Obrázek 15 – Polární vrstvené sedimenty - polar layered deposits</i>	<i>32</i>
<i>Obrázek 16 – Okolí polárních oblastí Marsu a jejich geologie v polárním stereografickém zobrazení</i>	<i>33</i>
<i>Obrázek 17 – Periglaciální reliéf Marsu</i>	<i>35</i>
<i>Obrázek 18 – Obsah vody v hydratovaných minerálech na Marsu. Mapa (Robinsonovo zobrazení) je odvozená z dat neutronového spektrometru</i>	<i>35</i>
<i>Obrázek 19 – Ideální model vzniku mrazového klínu</i>	<i>36</i>
<i>Obrázek 20 – Typy pozemských polygonálních sítí periglaciálního prostředí</i>	<i>37</i>
<i>Obrázek 21 – Typy pozemských polygonů termálně kontrakčních trhlin, jejich charakteristický vzhled a vývoj.....</i>	<i>38</i>
<i>Obrázek 22 – Marsovská sluneční délka Ls</i>	<i>43</i>
<i>Obrázek 23 – Typy nástrojů Minimum Bounding Geometry pro polygony.....</i>	<i>48</i>
<i>Obrázek 24 – Příklady reliéfu zařazených do kategorie 4</i>	<i>53</i>
<i>Obrázek 25 – Příklady reliéfu zařazených do kategorie 5</i>	<i>53</i>
<i>Obrázek 26 – Příklady polygonů zařazených do areálů kategorie 1</i>	<i>57</i>
<i>Obrázek 27 – Mapa rozložení areálů sítí mrazových klínů kategorie 1.....</i>	<i>58</i>

<i>Obrázek 28 – Příklad polygonů zařazených do areálů kategorie 2</i>	<i>59</i>
<i>Obrázek 29 – Mapa rozložení areálů sítí mrazových klínů kategorie 2.....</i>	<i>60</i>
<i>Obrázek 30 – Příklad polygonů zařazených do areálů kategorie 3</i>	<i>61</i>
<i>Obrázek 31 – Mapa rozložení areálů sítí mrazových klínů kategorie 3.....</i>	<i>62</i>
<i>Obrázek 32 – Mapa rozložení areálů sítí mrazových klínů kategorie 1-3 a regionů jejich výskytu.....</i>	<i>64</i>
<i>Obrázek 33 - Vliv vzdálenosti od rovníku na délku polygonů mrazových klínů.....</i>	<i>66</i>
<i>Obrázek 34 - Vliv vzdálenosti od rovníku na šířku polygonů mrazových klínů.....</i>	<i>67</i>
<i>Obrázek 35 - Vliv marsovské šířky na délku polygonů mrazových klínů.....</i>	<i>68</i>
<i>Obrázek 36 - Vliv marsovské šířky na šířku polygonů mrazových klínů.....</i>	<i>69</i>
<i>Obrázek 37 - Vliv úhlové vzdálenosti od rovníku na obvod polygonů mrazových klínů.....</i>	<i>70</i>
<i>Obrázek 38 - Vliv úhlové vzdálenosti od rovníku na plochu polygonů mrazových klínů.....</i>	<i>71</i>
<i>Obrázek 39 - Vliv marsovské šířky na obvod polygonů mrazových klínů.....</i>	<i>72</i>
<i>Obrázek 40 - Vliv marsovské šířky na plochu polygonů mrazových klínů.....</i>	<i>73</i>
<i>Obrázek 41 – Vztah mezi délkou polygonů mrazových klínů a jejich orientací.....</i>	<i>75</i>
<i>Obrázek 42 – Vztah mezi obvodem polygonů mrazových klínů a jejich orientací.....</i>	<i>76</i>
<i>Obrázek 43 – Vztah mezi šířkou polygonů mrazových klínů a jejich orientací.....</i>	<i>77</i>
<i>Obrázek 44 – Vztah mezi průměrnou „nadmořskou výškou“ polygonů mrazových klínů pro jednotlivé pásy marsovských šířek.....</i>	<i>78</i>
<i>Obrázek 45 – Výskyt údolních sítí (žlutá barva) a výtokových koryt (červená barva) na Marsu</i>	<i>82</i>

8. 2. Seznam tabulek

<i>Tabulka 1 – Přístroje Mars Reconnaissance Orbiter</i>	<i>40</i>
<i>Tabulka 2 – Technické specifikace kamery HiRISE.....</i>	<i>41</i>
<i>Tabulka 3 – Roční období Marsu v porovnání s daty Země od začátku působení planetární sondy MRO do současnosti.....</i>	<i>43</i>
<i>Tabulka 4 – Délky ronoběžek v poměru, plocha k analýze jednotlivých rovnoběžek a finální počet snímků určených k analýze (hodnoty jsou zaokrouhleny na celá čísla), tak aby byla zachována poměrnost rozloh daných šířkových pásů.....</i>	<i>44</i>
<i>Tabulka 5 – Vybrané snímky severní polokoule a rovníkové oblasti.....</i>	<i>45</i>
<i>Tabulka 6 – Vybrané snímky jižní polokoule.....</i>	<i>46</i>
<i>Tabulka 7 – Kategorizace areálů.....</i>	<i>47</i>
<i>Tabulka 8 – Hodnoty úhlů azimutů a jejich směr.....</i>	<i>49</i>
<i>Tabulka 9 – Hodnoty Shapirova-Wilkova (S-W) testu spojitých veličin.....</i>	<i>49</i>
<i>Tabulka 10 – Přehled snímků severní polokoule a rovníkové oblasti, ve kterých byly nalezeny areály polygonů mrazových klínů, jejich počet a plocha.....</i>	<i>51</i>
<i>Tabulka 11 – Přehled snímků jižní polokoule, ve kterých byly nalezeny areály, jejich počet a plocha.....</i>	<i>52</i>
<i>Tabulka 12 – Plocha kategorií 1-3 v jednotlivých snímcích.....</i>	<i>55</i>
<i>Tabulka 13 – Podíl ploch kategorií 1-3 v jednotlivých marsovských šířkách.....</i>	<i>56</i>
<i>Tabulka 14 – Podíl ploch kategorií 1-3 a vzdálenost od rovníku.....</i>	<i>56</i>
<i>Tabulka 15 – Počet digitalizovaných polygonů v jednotlivých marsovských šířkách.....</i>	<i>65</i>
<i>Tabulka 16 – Počet polygonů mrazových klínů, maximální, minimální, nejčastější počet stran polygonů, absolutní a relativní počet nejčastějšího počtu stran vztahený k marsovské šířce.....</i>	<i>74</i>
<i>Tabulka 17 – Orientace polygonů mrazových klínů a jeho procentuální podíl vztahený k marsovským šířkám. Oranžové hodnoty označují směr, který v pásu převažuje.....</i>	<i>74</i>
<i>Tabulka 18 – Korelační matice vybraných charakteristik polygonů mrazových klínů pro celou planetu (značené korelace jsou významné při hladině významnosti $p=0,05$).....</i>	<i>78</i>
<i>Tabulka 19 – Korelační matice vybraných charakteristik polygonů mrazových klínů pro severní polokouli (značené korelace jsou významné při hladině významnosti $p=0,05$).....</i>	<i>79</i>
<i>Tabulka 20 – Korelační matice vybraných charakteristik polygonů mrazových klínů pro jižní polokouli (značené korelace jsou významné při hladině významnosti $p=0,05$).....</i>	<i>79</i>
<i>Tabulka 21 – Souhrn morfometrických charakteristik (maxim, minim, průměrů), orientace a počtu stran polygonů mrazových klínů. Vyznačené jsou hodnoty největších maxim a minim.....</i>	<i>80</i>